

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О. Ю. ШМИДТА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ



На правах рукописи

Найля Абдулловна Сычева

**ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ
ДЕФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Специальность 1.6.9
«Геофизика»

Диссертации на соискание ученой степени
доктора физико-математических наук

Научный консультант: доктор физико-
математических наук, Л.М. Богомолов

Москва –2026

Оглавление

Введение 4	
Глава 1. Определение и анализ очаговых параметров землетрясений – путь к реконструкции напряжений и созданию геомеханических моделей сейсмогенерирующих зон (обзор состояния исследований).....	11
1.1. Сейсмичность Северного и Центрального Тянь-Шаня	11
1.2. Бишкекский геодинамический полигон	18
1.2.1. Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня.....	20
1.3. Обзор работ по очаговым параметрам землетрясений	24
1.3.1. Фокальные механизмы очагов.	24
1.3.2. Методы реконструкции деформаций и напряжений	26
1.3.3. Добротность среды.....	28
1.3.4. Калибровочные функции сейсмических станций	31
1.3.5. Динамические параметры очагов землетрясений	31
1.4. Выводы	38
Глава 2. KNET – особенности первичной обработки данных и подготовки локального каталога землетрясений	39
2.1. Киргизская сейсмологическая сеть KNET – инструмент сейсмологических исследований	39
2.1.1. Исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET	42
2.1.2. Результаты исследования	44
2.2. Расчет параметров гипоцентров по данным сети KNET и скоростная модель.....	54
2.2.1. Определение параметров гипоцентров локальных и региональных землетрясений	54
2.2.2. Анализ скоростных моделей Тянь-Шаньского региона.....	59
2.3. Некоторые характеристики каталога землетрясений по данным сети KNET	68
2.3.1. Количество зарегистрированных фаз (P- и S-волны)	70
2.3.2. Ошибки расчета гипоцентров землетрясений	71
2.3.3. Представительная выборка каталога землетрясений.....	74
2.4. Характеристики сейсмичности по данным каталога KNET	77
2.4.1. Количественное распределение землетрясений по классам во времени.....	77
2.4.2. Распределение землетрясений по глубине	78
2.4.3. Умеренные землетрясения	80
2.4.4. Афтершоки и форшоки.....	81
2.4.5. Распределение сейсмичности по территории.....	85
2.5. Выводы	86
Глава 3. Исследование распространения сейсмических волн в среде (Функции Грина).....	88
3.1. Метод кода-волн локальных землетрясений	90
3.1.1. Исходные данные	90
3.1.2. Методика	91
3.1.3. Результаты исследования	97
3.2. Метод томографической инверсии	106
3.2.1. Исходные данные	107
3.2.2. Методика	109
3.2.3. Результаты исследования	112

3.3.	Оценка стационарных поправок на основе H/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений.....	113
3.3.1.	Исходные данные	114
3.3.2.	Методика расчета	116
3.3.3.	Результаты исследования	119
3.4.	Выводы	123
Глава 4.	Кинематические параметры очагов землетрясений	124
4.1.	Определение механизма очага землетрясения по информации о полярности вступлений объемных сейсмических волн.....	124
4.1.1.	Общая теория.....	124
4.1.2.	Расчет фокальных механизмов в условиях сети KNET.....	128
4.1.3.	Результаты исследования фокальных механизмов.....	130
4.2.	Метод волновой инверсии и тензор сейсмического момента.....	140
4.2.1.	Волновое моделирование	140
4.2.2.	Функция Грина телесейсмических объемных волн.....	142
4.2.3.	Расчет тензора сейсмического момента в условиях сети KNET.....	143
4.2.4.	Результаты исследования	145
4.3.	Выводы	151
Глава 5.	Динамические параметры очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня	153
5.1.	Теоретические основы определения динамических параметров очагов ЗЛТ по параметрам сейсмограмм	153
5.2.	Расчет динамических параметров очагов землетрясений	162
5.2.1	Исходные данные	162
5.2.2	Методика построения очагового спектра и определения его параметров	164
5.2.3.	Результаты исследования	167
5.3.	Выводы	176
Глава 6.	Исследование параметров напряженно-деформированного состояния земной коры	
	177	
6.1.	Метод сеймотектонических деформаций (по Ризниченко - Юнга).....	177
6.1.1	Методические особенности анализа сеймотектонических деформаций	177
6.1.2.	Расчет сеймотектонических деформаций земной коры Северного Тянь-Шаня ..	187
6.1.3.	Сравнение поля деформаций по СТД и ГНСС-данным	198
6.2.	Метод катакластического анализа (по Ю.Л. Ребецкому)	205
6.2.1.	Алгоритм метода катакластического анализа (I–II этапы)	205
6.2.2.	Исходные данные	209
6.2.3.	Результаты реконструкции напряжений	211
6.3.	Обсуждение результатов.....	216
6.4.	Выводы	222
Заключение		224
Список литературы		242

Введение

Актуальность темы исследования. Исследования деформационных процессов в тектоносфере Земли на современном уровне требуют анализа информации о действующих в ней полях тектонических напряжений. Наиболее полная информация о действующих в коре современных тектонических напряжениях получается, в основном, при анализе очаговых (кинематических и динамических) параметров землетрясений. На территории Северного Тянь-Шаня задел для таких исследований создан благодаря данным сейсмического мониторинга, проводимого с помощью сейсмологической сети квазиреального времени KNET (Kyrgyz network), и развития современных алгоритмов и методов обработки первичных данных. Сейсмологическая сеть KNET обеспечивает уверенную регистрацию локальной сейсмичности внутри области $41.5\text{--}43.5^\circ$ с.ш. и $73\text{--}77^\circ$ в.д., условно называемой Бишкекским геодинамическим полигоном (БГП).

Актуальность исследования очаговых параметров землетрясений как источника количественных данных о параметрах напряженно-деформированного состояния земной коры и литосферы в целом определяется необходимостью оценки потенциальных природно-техногенных рисков и обеспечения безопасной эксплуатации промышленных, гражданских сооружений и крупных месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа. Данные о направлениях осей сжатия и растяжения в сейсмических волнах являются существенным дополнением к оценкам пиковых ускорений и скоростей при вероятных землетрясениях в исследуемом регионе. Помимо чисто прикладного интереса эти исследования имеют большое научное значение для решения теоретических задач геотектоники, развития представлений о природе и причинах сейсмичности. Первостепенное значение имеет развитие этих исследований в горных областях Тянь-Шаня, характеризующихся, с одной стороны, высоким уровнем сейсмичности и, с другой стороны, высокой для горной местности плотностью населения и промышленных объектов.

Настоящая работа посвящена исследованию очаговых параметров Северного Тянь-Шаня. В работе выполнен расчет механизмов очагов землетрясений и тензоров сейсмического момента, динамических параметров землетрясений, характеристик добротности среды, а также сеймотектонических деформаций земной коры и др.

Степень разработанности темы исследования. Ранее, до конца XX века, кинематические (фокальные механизмы) и динамические параметры (ДП) очагов землетрясений определялись в основном для сильных землетрясений. При этом составление каталога фокальных механизмов и динамических параметров очагов для компактной территории было возможно лишь для регионов с наиболее высокой сейсмической активностью.

В настоящее время развитие современных методов обработки данных (волновая инверсия, GIT (Generalized Inversion Technique) и др.) позволяет с хорошей точностью определять очаговые параметры и для слабых землетрясений. Для территории БГП это возможно для землетрясений с $K \geq 7$.

В Институте сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики для территории Кыргызского Тянь-Шаня механизмы очагов исследовались для землетрясений с $M \geq 3.5$. Известны работы Лопатиной Т.А. (1975, 1978 гг.), где определены фокальные механизмы слабых землетрясений (более 70) Чуйской впадины и ее горного обрамления, произошедшие в 1967-1973 годы. Для многочисленных землетрясений слабой и умеренной силы на территории Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон) фокальные механизмы не определялись.

Сеймотектонические деформации земной коры исследовались в работах Т.Я. Беленович с соавторами (1982, 1988, 1993), в которых рассматривались Иссык-Кульская впадина, Чуйская впадина и ее обрамление, очаги сильных землетрясений Киргизии. СТД земной коры Тянь-Шаня исследовались в работах С.Л. Юнги (1990). В работе В.Г. Трифонова (2002) проведено детальное исследование полей СТД геологических структур на территории Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины, Памира и Северного Гиндукуша. Работа А.М. Муралиева (2010) посвящена анализу и изучению СТД земной коры Тянь-Шанского орогена. Во всех этих работах рассматривались либо малые области, либо значительные территории, и при расчете СТД применялся подход, описанный в работах Ю.В. Ризниченко (1985). С.Л. Юнга после 1990 года развил методику расчета СТД и предложил классификацию режимов СТД, которая применяется в данной работе.

В лаборатории фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики №204 ИФЗ РАН интенсивно развивается метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА), однако для оценки напряженно-деформированного состояния земной коры Тянь-Шаня этот метод не применялся.

Региональные оценки эффективной добротности среды Тянь-Шаньского региона были сделаны в работе А.Г. Земцовой (1985) на основе исследования кода-волн по записям широкополосной аппаратуры СКМ (сейсмограф Кирноса длиннопериодный), СКД (сейсмограф Кирноса модифицированный) и частотно-избирательной станции. Полученные результаты были основаны на обработке аналоговых записей 160 землетрясений, произошедших, в основном, на территории Южного Тянь-Шаня. Эти записи не могут обеспечить надежную оценку добротности среды Северного Тянь-Шаня.

С учетом степени разработанности вопросов об очаговых параметрах в диссертационной работе проведен массовый расчет механизмов очагов землетрясений, сеймотектонических деформаций, тензора сейсмического момента, сброшенных напряжений и др.

Цель работы – установить закономерности распределений сеймотектонических деформаций и параметров поля напряжений Северного Тянь-Шаня на основе получения и обработки большого объема данных по кинематическим и динамическим параметрам очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня, а также характеристик добротности коры и верхней мантии исследуемого региона.

Объектом исследования являются записи волновых форм землетрясений и сейсмического шума, зарегистрированные станциями сети KNET.

Для достижения цели поставлены и решены следующие основные задачи:

- Выполнен аналитический обзор состояния изученности сеймотектоники и сейсмичности Тянь-Шаня.
- Разработаны методики и алгоритмы для мониторинга сейсмичности БГП и углубленной обработки полученных данных.
- Определены кинематические параметры очагов землетрясений и на их основе рассчитаны и построены карты распределения различных параметров напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня, выполнен их анализ и проведено сравнение моделей деформации земной коры на основе сейсмологических и ГНСС-данных.
- Получены зависимости добротности от частоты для земной коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня (БГП). Построены модели затухания сейсмических волн для приповерхностного слоя земной коры (0–15 км).
- Построены очаговые спектры, определены характеристики (спектральная плотность и угловая частота) и выполнен расчет динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня, выявлены закономерности в их распределениях.

Научная новизна

- Определена оптимальная скоростная модель (из существующих) для земной коры Северного Тянь-Шаня, позволяющая улучшить точность расчета параметров гипоцентров землетрясений по данным сети KNET.
- Впервые сформированы банки данных большого объема по фокальным механизмам очагов (1770 событий) и тензоров сейсмического момента (334 события) землетрясений Северного Тянь-Шаня.
- Для расчета сеймотектонических деформаций применена методика усреднения параметров фокальных механизмов отдельных землетрясений, использующая

региональную весовую функцию и позволяющая вовлечь данные по сравнительно слабым землетрясениям.

- Впервые построены карты распределения интенсивности или режимов СТД, включая распределения вертикальной компоненты СТД и коэффициента Лоде – Надаи, для территории Северного Тянь-Шаня.
- Проведен расчет среднегодовой скорости СТД на исследуемой территории. Выполнено детальное сопоставление горизонтальных компонент деформаций, определенных по сейсмическим и ГНСС-данным, включая численный анализ азимутов осей укорочения.
- Впервые построены разрезы поля затухания сейсмических волн и получены функции зависимости добротности от частоты для территории БГП.
- Впервые сформирован банк данных динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня со статистически значимым числом записей.
- Впервые установлены скейлинговые зависимости динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня: радиуса очага, сброса касательных напряжений и приведенной сейсмической энергии от скалярного сейсмического момента.
- Проведено сопоставление площадных распределений сброшенных напряжений и коэффициента Лоде – Надаи.

Теоретическая и практическая значимость работы. Знания о параметрах напряженно-деформированного состояния земной коры важны для всех направлений геофизики и геодинамики. Выполненная работа содержит обширную информацию об очаговых параметрах землетрясений, сеймотектонических деформациях и типе геодинамического режима для территории Северного Тянь-Шаня. Определенные в работе функции добротности среды от частоты важны для расчета очагового спектра и ДП очагов землетрясений. Информация о динамических параметрах (сброс касательных напряжений) может использоваться для заключительных этапов реконструкций напряжений методом МКА, на которых определяются численные значения эффективных напряжений в коре сейсмически активных регионов.

Определенные в работе функции зависимости добротности от частоты для среды БГП использовались при построении очагового спектра. В дальнейшем их также можно использовать при решении задач, связанных с построением очагового спектра и др.

Практическая значимость работы определяется возможностью применения полученных новых знаний в качестве основы для тектонофизического районирования опасных участков активных разломов по степени опасности генерирования сильных землетрясений. Карты с распределением СТД, типа геодинамического режима, коэффициента Лоде – Надаи могут быть

использованы для уточнения расположения активных сегментов разломов Северного Тянь-Шаня.

Также практическую значимость для исследований других сейсмоопасных регионов России могут иметь разработанные программы и алгоритмы для обработки больших массивов данных по анализу сейсмических записей при оценке характеристик добротности среды, калибровочных функций сейсмических станций (site-effect) и др.

Методология и методы исследования. Основными методами для решения поставленных задач являлись: сбор сейсмологических данных, их систематизация и подготовка для компьютерной обработки, проведение расчетов на основе стандартных и оттестированных авторских программ, статистический анализ выходных данных.

Для расчета механизмов очагов землетрясений использовались метод первых вступлений и метод волновой инверсии. Для оценки параметров напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня применялись метод сеймотектонических деформаций Юнги (СТД) и метод катакластического анализа разрывных нарушений Ребецкого (МКА). Оценка характеристик добротности среды выполнена с применением стандартных методов сейсмотомографии.

Все используемые методы были автоматизированы, оттестированы и отработаны в различных операционных системах – Windows, Linux и Solaris, в зависимости от реализации программного продукта.

Положения, выносимые на защиту:

1. Закономерности пространственного распределения сеймотектонической деформации земной коры Северного Тянь-Шаня. Неоднородность СТД проявляется в распределении параметра Лоде – Надаи, образующем квазиоднородные домены, с характерными размерами порядка 50 км.
2. Количественная и качественная типизация подвижек в очагах землетрясений слабой и умеренной силы на территории Северного Тянь-Шаня: взбросы и взбросо-сдвиги – 40%, горизонтальные сдвиги – 36%. Пропорции между фокальными механизмами разных типов и ориентация осей очаговых механизмов отражают сокращение земной коры Тянь-Шаня.
3. Частотная зависимость добротности коры и верхней мантии Северо-Тянь-Шаньского региона на глубинах (60–100км) описывается степенной функцией $Q \sim f^{0.9}$ в диапазоне частот 0.75–24 Гц.
4. Статистические закономерности динамических параметров очагов низко- и среднемагнитудных землетрясений Северного Тянь-Шаня, выраженные через регрессии значений ДП от скалярного сейсмического момента в диапазоне магнитуд 2.7-6. Для

регрессии сброшенных напряжений имеет место увеличение дисперсии для землетрясений с $M > 4.5$.

5. Характер напряженного состояния в коре Северного Тянь-Шаня определяется морфологическим типом: для коры хребтов наибольшее сжатие всегда субгоризонтально, а для коры внутригорных впадин промежуточное главное напряжение всегда субвертикально.

Степень достоверности и апробация результатов. Достоверность полученных результатов обеспечивается тщательным отбором и контролем качества исходных данных, применением современных методов анализа и обработки данных, принятых в мировом научном сообществе, а также использованием оттестированных программных продуктов, разработанных на современном уровне, проведением сравнения результатов расчета, полученных разными подходами (методами) или сравнением данных расчета с результатами, полученными исследователями для других регионов.

Основные положения диссертации докладывались на ряде международных и всероссийских конференциях и совещаниях, в том числе: на двух ассамблеях «The 2011 International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) General Assembly», Melbourne, Australia, from 28 June to 7 July, 2011; «33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC)», Moscow, 19-24 August, 2012; на девяти международных симпозиумах World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium WMESS 2015 7–11 September, 2015 – Prague, Czech Republic; 2018 3–7 September, 2018 – Prague, Czech Republic, «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы», Бишкек, 15–20 июня 2008; 19–24 июня 2011; 23–29 июня 2014; 19–24 июня 2017; 28 июня – 2 июля 2021; 24–29 июня 2024; на четырех международных конференциях «Problems of Geocosmos», St. Petersburg, 20–24 September, 2010; 6–10 October, 2014; 03–07 October, 2022; 22–24 April, 2024; на пяти российских конференциях с международным участием «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», Новосибирск, 6–10 июля 2009; «Конференция, посвященная 50-летию сейсмологического мониторинга Сибири», Новосибирск, 21–25 октября 2013; «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле», Москва, 8–12 октября 2012; 3–7 октября 2016; 6–9 октября 2020; 7–12 октября 2024; III Всероссийская научная конференция с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы», г. Южно-Сахалинск, 27–31 мая 2019; II Всероссийская научная конференция «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященная 300-летию Российской академии наук, 22–24 октября 2024 г.

Личный вклад автора состоит в постановке и решении ряда сейсмологических задач для определения закономерностей очаговых параметров землетрясений Северного Тянь-Шаня.

В публикациях по теме диссертации автором написано более 2/3 объема текста и сделаны выводы. По тематике диссертационной работы диссертант являлся руководителем по проектам РФФИ (№ 09-05-00687а, № 12-05-00234-а и № 15-05-06857а). В соавторстве разработаны программы для ЭВМ, на которые получены свидетельства в Роспатенте РФ.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 39 научных работ, одна монография, в том числе в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России, – 24 статьи. 6 публикаций, проиндексированны в международных базах научных знаний Scopus, Web of Science. Получено 6 свидетельств о государственной регистрации программ для ЭВМ.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 385 наименований. Работа изложена на 269 страницах машинописного текста и содержит 125 рисунков и 38 таблиц.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному консультанту д.ф.-м.н. Богомолу Леониду Михайловичу (ИМГиГ ДВО РАН) за всестороннюю поддержку, плодотворные дискуссии и консультации. Автор выражает признательность д.ф.-м.н., академику РАН С.А. Тихоцкому (ИФЗ РАН), д.ф.-м.н. А.К. Рыбину (НС РАН) за поддержку и создание условий для выполнения работы. Автор благодарна д.ф.-м.н. Ю.Л. Ребецкому (ИФЗ РАН), д.г.-м.н., член-корреспонденту РАН, профессору РАН И.Ю. Кулакову (ИНГГ СО РАН), д.ф.-м.н. А.Д. Завьялову (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. С.И. Кузикову (НС РАН), а также коллегам – соавторам ряда публикаций: к.т.н. А.Н. Мансурову (НС РАН), д.г.-м.н. Л.А. Сим (ИФЗ РАН), к.г.-м.н. А.В. Маринину (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. В.Н. Сычеву (ИМГиГ ДВО РАН), к.ф.-м.н. И.В. Сычеву (ИНГГ СО РАН), а также И.И. Коваленко (НС РАН) и Н.Ю. Краснокутской (НС РАН) за обработку сейсмологических данных и формирование каталога землетрясений по данным сети КНЕТ.

Глава 1. Определение и анализ очаговых параметров землетрясений – путь к реконструкции напряжений и созданию геомеханических моделей сейсмогенерирующих зон (обзор состояния исследований)

1.1. Сейсмичность Северного и Центрального Тянь-Шаня

На сейсмичность Северного и Центрального Тянь-Шаня наиболее существенное влияние оказывают следующие условия и обстоятельства.

Тянь-Шань – область внутриконтинентального горообразования. Геологическое строение Тянь-Шаня и активную сейсмичность можно объяснить следствием столкновения Индостана и Евразии. Движение Индостана на север обеспечивает утолщение и укорочение коры на большой территории [Molnar, Tapponnier, 1975]. С севера Тянь-Шань ограничен Туранской плитой, с юга – Таримской впадиной на востоке и Таджикской депрессией на западе, соединенными между собой Алайской долиной и долиной р. Сурхоб (рис. 1.1.1). На юге литосфера Тарима поддвигается под литосферу Тянь-Шаня, литосфера Памира надвигается на литосферу Тянь-Шаня, а на севере литосфера Казахского щита поддвигается под литосферу Тянь-Шаня навстречу литосфере Тарима [Omuralieva et al., 2009].

В регионе много разломов, активных в позднечетвертичное время. Кайнозойские складки и разломы Тянь-Шаня описаны в многочисленных публикациях [Макаров, 1977; Садыбакасов, 1990; Современная геодинамика ..., 2005; Трифонов и др., 2002; Трофимов и др., 1976; Чедия, 1986; Шульц, 1948; и др.].

Современное дно межгорных впадин Тянь-Шаня (кроме Турфанской впадины, Синьцзян-Уйгурский автономный район Китая, -130 м) находится выше уровня моря и выше прилежащих частей Казахской платформы (рис. 1.1.1). Кровля палеозойского фундамента в небольших межгорных впадинах находится выше уровня моря, в осевых частях больших впадин (Ферганской, Алайской, Афгано-Таджикской, Аксайской, Атбашинской, Нарынской, Иссык-Кульской, Джумгальской, Таласской, Чуйской, Турфанской) она ниже уровня моря. В Иссык-Кульской и Нарынской впадине фундамент находится на глубине более 3 км, в Чуйской впадине – около 2 км, в Ферганской впадине – до 9 км [Буртман, 2012].

Согласно [Vinnik et al., 2004] в пределах Тянь-Шаня отчетливо выделяются две полосы повышенных мощностей земной коры – свыше 55 км, разделенных областью небольших глубин залегания поверхности Мохоровичича (см вкладку на рис. 1.1.1). Северная полоса совпадает с поднятиями хребтов Киргизского, Заилийского и Кунгей Алатау, южная – с поднятиями системы хребтов Гиссаро-Алая. Кроме этих полос, имеющих тяньшаньское простирание,

отмечается ряд поперечных структурных элементов. Так, например, в районе оз. Иссык-Куль прослеживается субмеридионально вытянутая область повышенной мощности земной коры, протягивающаяся в южном направлении.

В Тянь-Шане выделяют Западную, Центральную и Восточную провинции. *Западный Тянь-Шань* расположен к западу от Таласо-Ферганского разлома. Территория *Центрального Тянь-Шаня* находится между Таласо-Ферганским разломом на западе и меридианом 80° на востоке (рис. 1.1.1). *Восточный Тянь-Шань* простирается от меридиана 80° на западе до Джунгарского (Борохоро) разлома – на востоке. Восточный и Джунгарский Тянь-Шань не представлены на карте (см. рис. 1.1.1).

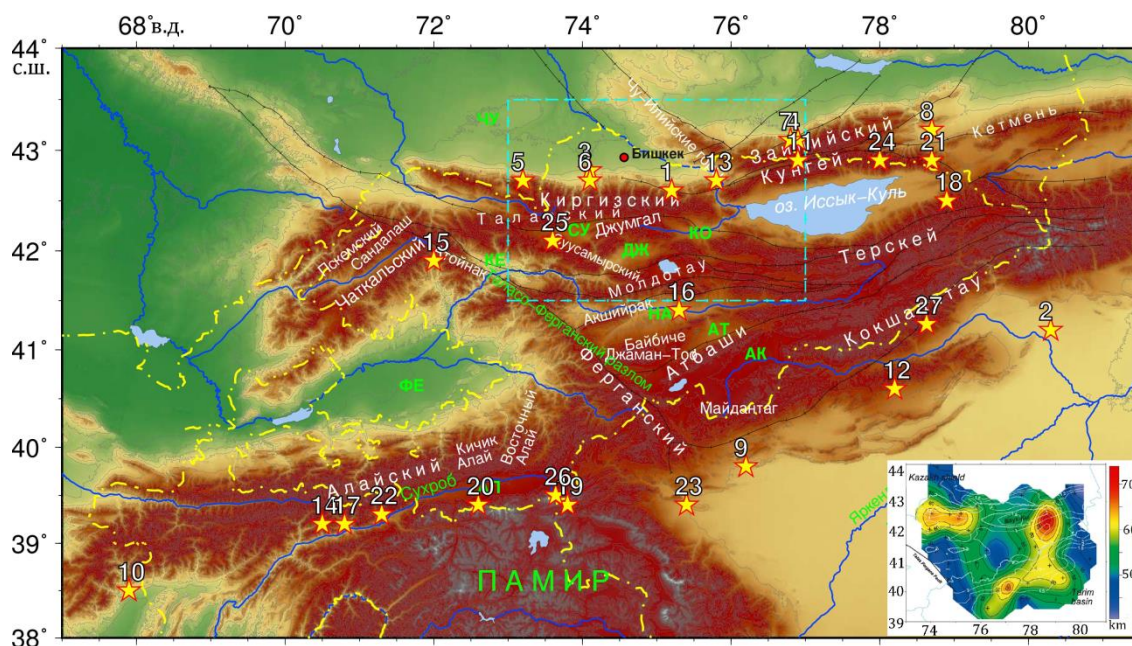


Рис. 1.1.1. Горные хребты, долины и реки Западного и Центрального Тянь-Шаня. Межгорные и предгорные впадины: АЛ – Алайская, АК – Аксайская, АТ – Атбашинская, ДЖ – Джумгалская, КЕ – Кетмень-Тюбинская, КО – Кочкорская, НА – Нарынская, СУ – Суусамырская, ЧУ – Чуйская (по [Буртман, 2012]). Желтой штрихпунктирной линией отмечены государственные границы. Черными линиями отмечены региональные разломы по [Чедия, 1986]. Прямоугольником отмечена территория Бишкекского геодинамического полигона (БГП, описан в разделе 1.2). На вкладке распределение границы Мохоровичича на территории Северного и Центрального Тянь-Шаня [Vinnik et al., 2004]. Звездочками отмечены положения землетрясений из таблицы 1.1.1

По возрасту основных фаз тектогенеза Тянь-Шань разделяется на Северный, Южный и разделяющий их Срединный Тянь-Шань. Под тектогенезом понимается совокупность тектонических движений и процессов, формирующих тектонические структуры земной коры.

Северный Тянь-Шань охватывает северные регионы Киргизии. Его южная граница со Срединным Тянь-Шанем тектоническая. Она была выделена известным геологом В.А. Николаевым, который назвал ее Важнейшей структурной линией Тянь-Шаня (линия Николаева) [Пейве, 1956].

Срединный Тянь-Шань протягивается субширотной полосой шириной 20–100 км южнее Северного Тянь-Шаня. Таласо-Ферганским поперечным разломом он делится на две изолированные части: Нарынскую (восточную) и Чаткальскую (западную). Северной границей его является линия Николаева, южной – Атбаши-Иньльчекский (в Нарынском секторе) и Карасуйский (в Чаткальском секторе) разломы.

Южный Тянь-Шань сменяет (к югу) складчатые сооружения Срединного Тянь-Шаня. На юге он граничит со складчатой системой северного Памира (западнее Таласо-Ферганского разлома) и с Таримской платформой (в нижнем течении р. Сарыджаз).

Основными объектами исследований в работе является Северный и частично Центральный Тянь-Шань. Отметим основные горные системы рассматриваемых регионов.

К *Северному Тянь-Шаню* принято относить хребты Кетмень, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау и Киргизский Алатау (Киргизский хребет) [Буртман, 2012]. Как отмечено выше, южной границей Северного Тянь-Шаня является линия Николаева [Современная..., 2005].

Центральный Тянь-Шань занимает обширную территорию, окаймленную хребтами: Ферганским на западе, Заилийским, Киргизским, Таласским Алатау – на севере, Меридиональным на востоке и Кокшаал-Тоо – на юге [Буртман, 2012]. Киргизский хребет ограничивает Центральный Тянь-Шань с севера, относясь, таким образом, одновременно к обоим регионам. Межгорные и предгорные впадины Центрального Тянь-Шаня: Аксайская, Аксуйская, Атбашийская (Атбашинская), Джумгальская, Кашийская (Кашгарская), Кетмень-Тюбинская, Кочкорская, Нарынская, Суусамырская, Текесская, Тоюнская мульда и Чуйская.

К *Западному Тянь-Шаню* относятся хребет Таласский Алатау с отходящими от него хребтами Чаткальским, Сандалашским, Пскемским, Майдантальским и Угамским. В свою очередь, Чаткальский хребет имеет крупные отроги – Саргардон, Кумбель и Кураминский, от Пскемского хребта отходит Коксуйский, а от Угамского – горы Каржантау. На востоке Ферганский хребет. На юге расположены хребты Туркестанский, Гиссарский, Зеравшанский, Алайский, Кичик-Алай и Восточный Алай. Крупные долины Западного Тянь-Шаня – Ферганская и Алайская.

Горная система Тянь-Шань является одним из сейсмически активных районов Земли. Очаги землетрясений Тянь-Шаня являются внутриплитовыми и размещаются, главным образом в верхних слоях земной коры. На территории Тянь-Шаня отмечены многочисленные землетрясения с магнитудой 7 и даже более 8. Основная масса эпицентров сильных землетрясений с $M \geq 5$ закономерно вытягивается в виде двух сейсмогенных зон – Северо-Тянь-Шаньской и Гиссаро-Кокшаальской (Южно-Тянь-Шаньской), тяготеющих соответственно к северным и южным участкам контрастного сочленения орогена и ограничивающих его с

севера Туранской плитой и Казахским щитом, а с юга Таримской платформой. Гиссаро-Кокшаальская зона является высокосейсмичной на участке сочленения Памира и Тянь-Шаня.

Эти две крупные зоны, называемые сейсмоактивными швами первой категории, являются границами между крупными блоками Туран-Тянь-Шань-Тарим. В пределах этих сейсмоактивных швов возможны предельные для земной коры магнитуды землетрясений – $M > 8$ [Современная геодинамика ..., 1991].

В распределении коровых землетрясений с $M > 5.7$ ($K > 14$), можно отметить определенную закономерность. Наиболее сильные землетрясения известны на Северном Тянь-Шане, где они образуют полосу, включающую в себя северный борт поднятия Киргизского хребта и систему поднятий хребтов Заилийского Алатау и Кунгей–Алатау. Здесь произошли Верненское землетрясение (№ 7, табл. 1.1.1, 08.06.1887, $M = 7.3$), Чиликское (№ 8, 11.07.1889, $M = 8.3$), Кеминское (№11, 03.01.1911, $M = 8.2$), Беловодское (№ 6, 02.08.1885, $M = 6.9$), Кебино-Чуйское (№ 13, 20.06.1938, $M = 6.9$) и др. (см. рис. 1.1.1, нумерация землетрясений согласно табл. 1.1.1). Восточная часть Северного Тянь-Шаня более сейсмоактивна. К западу, в районе погружения антиклинория Киргизского хребта, сейсмическая активность выражена слабее.

Таблица 1.1.1. Параметры некоторых сильных землетрясений Тянь-Шаня [Мамыров и др., 2002; 2013]

№	Дата	$\varphi, ^\circ$ с.ш.	$\lambda, ^\circ$ в.д.	Н, км	M	Название
1	1475	42.6	75.2	15	6.4	Баласагунское
2	1716	41.2	80.3	30	7.5	Аксуйское
3	1770	42.8	74.1	15	6.0	Беловодское
4	1807	43.1	76.9	20	6.7	Алма-Атинское
5	22.03.1865	42.7	73.2	15	6.4	Меркенское
6	02.08.1885	42.7	74.1	15	6.9	Беловодское
7	08.06.1887	43.1	76.8	20	7.3	Верненское
8	11.07.1889	43.2	78.7	40	8.3	Чиликское
9	22.08.1902	39.8	76.2	40	8.1	Кашгарское
10	21.10.1907	38.5	67.9	35	7.4	Каратагское
11	03.01.1911	42.9	76.9	25	8.2	Кеминское
12	29.02.1916	40.6	78.2	20	5.8	Кокшаальское
13	20.06.1938	42.7	75.8	21	6.9	Кемино-Чуйское
14	20.04.1941	39.2	70.5	15.6	6.4	Гармское
15	02.10.1946	41.9	72.0	30	7.5	Чаткальское
16	28.01.1948	41.4	75.3	6	4.9	Куланакское
17	10.07.1949	39.2	70.8	16	7.4	Хаитское
18	05.06.1970	42.5	78.9	15	6.8	Сарыкамьшское
19	11.08.1974	39.40	73.80	5	7.3	Маркансуйское
20	01.11.1978	39.40	72.60	20	6.9	Дараут-Курганское
21	24.03.1978	42.9	78.7	30	6.8	Жаланаш-Тюпское
22	26.10.1984	39.3	71.3	15	6.4	Джиргатальское
23	23.08.1985	39.4	75.4	20	7.0	Кашгарское

№	Дата	$\varphi, ^\circ$ с.ш.	$\lambda, ^\circ$ в.д.	Н, км	<i>M</i>	Название
24	12.11.1990	42.9	78.0	20	6.4	Байсорунское
25	19.08.1992	42.1	73.6	25	7.3	Суусамырское
26	05.10.2008	39.50	73.64	15	6.9	Нуринское
27	22.01.2024	41.26	78.63	22	7.1	Ушинское

В Центральном Тянь-Шане известны землетрясения значительно меньшей интенсивности, за исключением района г. Каракол (Пржевальск), где в 1970 году произошло Сарыкамышское землетрясение с $M = 6.8$. Западный Тянь-Шань характеризуется более высокой сейсмической активностью, но землетрясения такой силы, как на Северном Тянь-Шане, здесь не известны. Наиболее сильные, катастрофические Каратагское (№10, 21.10.1907, $M = 7.4$), Хаитское (№17, 10.07.1949, $M = 7.4$) и Чаткальское (№15, 02.10.1946, $M = 7.5$). Все они связаны с активно развивающимися в четвертичное время зонами глубинных разломов, отделяющих крупные структурные элементы.

На общем фоне коровой сейсмичности Тянь-Шаня и Памира резко выделяется область наибольшей концентрации эпицентров, приуроченная в пределах Киргизии к зоне сочленения этих двух геотектонических областей и прослеживающаяся далее на восток вдоль зоны сочленения Тянь-Шаня и Таримского массива. Эта полоса протягивается более чем на 1000 км. Наибольшая сейсмическая активность отмечается на территории Китая. Здесь известно одно землетрясение с $M = 8.4$. В Таджикистане, в пределах этой полосы, наибольшая концентрация эпицентров характерна для Гармского района. Здесь только в последнем столетии произошло большое количество землетрясений с магнитудой, превышающей 5.0. Наибольшую интенсивность имело Хаитское землетрясение (10.07.1949, $M = 7.4$). В западном направлении полоса повышенной концентрации эпицентров прослеживается вдоль южного крыла поднятия Гиссарского хребта. Здесь также произошел ряд сильных землетрясений с M до 6.5 и два с $M = 7.3$ и с $M = 7.4$ (Каратагское, 1907 г.). Южно-Тяньшаньская зона протягивается от южных склонов хребта Кок-Шаал-Тау через Заалайский хребет и Гармскую область. Здесь произошли такие события, как Кашгарское землетрясение 1902 г. с $M = 8.1$, Каратагское землетрясение 1907 г. ($M = 7.4$), Хаитское 1949 г. с $M = 7.4$, Гармское 1941 г. с $M = 6.5$, и др. [Сейсмическая ..., 1979; Мирзоев, 1982].

Суусамырское землетрясение, которое произошло 19 августа 1992 г. в районе Суусамырской впадины, является одним из самых сильных сейсмических событий на территории Северного Тянь-Шаня за последние годы.

Суусамырскому землетрясению посвящено много работ [Кучай и др., 2002; Богачкин и др., 1993, 1997; Джанузаков и др., 1997; и др.]. Напомним некоторые его характеристики. Магнитуда главного толчка составила 7.3 [Ghose et al., 1992], глубина очага 23 км,

интенсивность сотрясений 9 баллов [Богачкин и др., 1997]. Эпицентр его ($\varphi = 42.1^\circ$ с.ш.; $\lambda = 73.6^\circ$ в.д.) находился в слабоактивном сейсмическом районе.

Землетрясение произошло в зоне Предарамсуйского краевого разлома на сопряжении Арамсуйского инверсионного поднятия и Суусамырской впадины и сопровождалось образованием сейсмогенного разрыва и оползней. Следует отметить, что активность данного разлома в четвертичной геологии до этого землетрясения не проявлялась [Абдрахматов и др., 2001].

Суусамырское землетрясение сопровождалось активной афтершоковой деятельностью (рис. 1.1.2). По данным сейсмологического изучения очаговой зоны, интервал глубин гипоцентров афтершоков хорошо согласуется с глубиной главного толчка. Повторные толчки в западной ветви облака распространяются до больших глубин (20–25 км) и распределены по зоне Ичкелетау-Суусамырского разлома сравнительно равномерно. В восточной части облака отмечается постепенное увеличение глубин гипоцентров с севера на юг – от зоны выхода очага на поверхность под Арамсуйский горный массив. Сильное увеличение глубин гипоцентров отмечается в этой части облака повторных толчков и в западном направлении – в зоне Ичкелетау-Суусамырского разлома. Если учесть, что севернее субширотной ориентированной зоны выхода очага на поверхность афтершоки практически отсутствуют, то можно с уверенностью говорить о значительном падении к югу плоскости разрыва при главном толчке. Об этом же свидетельствует и интерпретация решения фокального механизма.

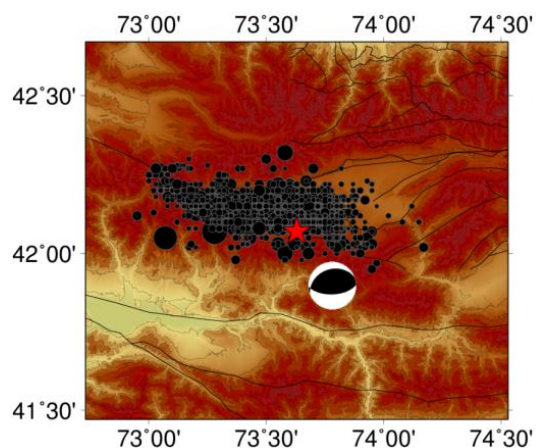


Рис. 1.1.2. Эпицентральное расположение главного толчка (звездочка) и афтершоков Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г. ($M = 7.3$)

Очаги землетрясений киргизской части Тянь-Шаня залегают в пределах земной коры и распределены по вертикали крайне неравномерно. Наиболее широкое распространение имеют очаги с глубинами 5–15 км, меньше – 16–20 км и еще меньше – более 25 км. Максимальные значения глубин (25–30 км) отмечены в Кемино-Чиликском и Фергано-Чаткальском сейсмоактивных участках. Большие глубины очагов (20–25 км) наблюдаются в Южно-Чуйской, Северо-Ферганской и Южно-Ферганской зонах. Очаги глубже 30 км на исследуемой территории встречаются крайне редко [Сейсмическое ..., 1980; Турдукулов, 1996].

Землетрясения Центрального Тянь-Шаня не достигают больших глубин. Косвенным свидетельством этому служит то, что интенсивность колебаний от них быстро затухает при удалении от эпицентра в сравнении с землетрясениями Северного Тянь-Шаня [Сейсмическое ..., 1980].

Катастрофические последствия, к которым приводят разрушительные землетрясения, поставили перед человечеством серьезную проблему по обеспечению безопасности населения и уменьшению материального ущерба от негативных проявлений этой стихии. Вышеизложенные сведения указывают, что эта проблема является остро стоящей для региона Северный Тянь-Шань. На ее решение направлены исследования геофизическими и сейсмологическими методами глубинных геодинамических процессов, определяющих подготовку сильных тектонических землетрясений. Исследования включают анализ возможности прогноза землетрясений на основе геофизических, сейсмологических и др. предвестников.

Для продвижения таких исследований в Северном Тянь-Шане в 80-е годы был развернут комплексный полигон, получивший известность благодаря применению мощных источников электродирования и плотной сети геофизических измерений [Проявление..., 1993]. Впоследствии, уже в 90-е годы, этот полигон был назван Бишкекским геодинамическим полигоном.

Современные подходы к предсказанию землетрясений. С одной стороны, накоплен огромный материал по проявлению различных предвестников и есть отдельные удачи, но с другой – в 90% случаев сильное землетрясение возникает *неожиданно*. Такой результат показывает, что наши представления о механизме генерации землетрясений пока далеки от модели реального природного процесса (здесь надо согласиться с авторами работы [Bakun et al., 2005]). Многие представления о процессе подготовки землетрясения заимствованы из механики и не учитывают особенности строения сейсмогенных участков земной коры – разломных зон [Ребецкий, 2008]. Некоторые [Гольдин и др., 2001] главную научную проблему видят в том, что процесс подготовки землетрясений (тем более разные возможные его сценарии) недостаточно понят. Главная цель нового этапа мониторинговых исследований – это получение данных в очаговых зонах. Эти данные будут способствовать и более полному пониманию геодинамических процессов, заканчивающихся землетрясением, и построению теории физики очаговых зон. В работе [Певнев, 2016] представлены основные положения деформационной модели подготовки очага корового землетрясения (подтвердившей рациональность гамбургского пути к прогнозу коровых землетрясений), а также выводы из этой модели. Согласно [Киссин, 2013], землетрясения необходимо рассматривать как систему, которая является частью более крупной системы – геодинамических процессов.

В работе Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий, 2008] рассматривается состояние теорий прогноза землетрясений, результаты оценки природных напряжений и новая модель очага. В частности, отмечено, что многие представления о процессе подготовки землетрясения перекочевали из механики прочности конструкционных материалов и не учитывают особенности строения сейсмогенных участков земной коры – разломных зон. Согласно [Ребецкий, 2008], назрела необходимость говорить о разломах как об особых геологических телах, развитие которых предопределяется набором механохимических процессов, происходящих в них. Эти процессы формируют спектр специфических условий их деформирования и определяют аномальные характеристики различных физических полей. В работах других авторов, посвященных разломным зонам (см. библиографию в книге [Кочарян, 2016]), были сделаны аналогичные выводы.

1.2. Бишкекский геодинамический полигон

Любой мониторинг, тем более мониторинг геодинамических процессов, по определению представляет собой длительные непрерывные наблюдения. По мере накопления данных их значимость все более возрастает. Это можно проиллюстрировать на примере сейсмологических данных: сильные землетрясения в Центрально-Азиатском регионе происходят с периодичностью в несколько десятков лет, но лишь теперь длительность инструментальных наблюдений на основе сейсмических сетей, дающих представительную информацию, становится сравнимой с этим периодом. Естественно ожидать переосмысления и качественно новой интерпретации накопленных данных на этом этапе исследований. Это заложит системную основу для решения проблемы предсказания землетрясений или (в отдаленной перспективе) создания технологии разрядки избыточных напряжений для снижения опасности сильного землетрясения. Сейчас имеются лишь отдельные, хоть и значимые элементы этой системы.

В настоящее время с целью изучения и практического использования предвестников функционируют и создаются новые прогностические полигоны с широкой системой наблюдений за разнообразными изменениями в геологической и воздушной среде.

В 1978 году Президиумом Академии наук СССР было принято решение об организации Научной станции Института высоких температур АН СССР в г. Фрунзе (Фрунзенский прогностический полигон) для проведения опытно-методических работ по разработке методик прогноза землетрясений с использованием МГД-генераторов.

В 1982 году на Фрунзенском полигоне были установлены два МГД-генератора «Прогноз-1» и «Памир-2». Однако трудности организации низкоомного диполя не позволили полностью использовать потенциальные возможности МГД-генераторов. Поэтому основная

часть электромагнитных зондирований была проведена с использованием батареи конденсаторов, а также различных электроимпульсных систем с отбором мощности ЛЭП. Особую роль в этих комплексных исследованиях играет многолетний уникальный эксперимент по электромагнитному мониторингу напряженно-деформированного состояния земной коры до глубин 30 км на базе собственной разработки единственной в мире электроимпульсной установки ЭРГУ (Электроразведочная генераторная установка) с использованием мощного источника зондирующего тока. Результаты экспериментов опубликованы в [Проявление ..., 1993], где наряду с методическими и техническими особенностями организации исследований приведена сравнительная оценка различных методов электромагнитных зондирований при изучении деформаций на больших глубинах и выполнен анализ особенностей пространственно-временных изменений деформационных процессов на исследуемой территории. Представлены также новые данные о строении земной коры Тянь-Шаня, предложены модель геодинамики этой территории и механизм образования сейсмогенерирующих зон. Значительных результатов по прогнозу землетрясений при проведении исследований не получено.

В [Проявление ..., 1993] также указано на возможные дальнейшие направления исследований. Отмечено, что, прежде всего, представляется необходимым сосредоточить большое количество разных геофизических методов на нескольких полигонах в пределах сейсмогенерирующих зон. Выбор полигона должен определяться интенсивностью сейсмического процесса в его пределах, чтобы достичь уверенного пространственно-временного разделения аномальных полей. При этом геолого-геофизическое строение полигона необходимо изучить с максимальной детальностью. Другая задача – выявить особенности аномальных полей с предельной достижимой точностью. Для последующего выявления приуроченности этих аномалий к тому или иному сейсмическому событию следует получить детальную сейсмологическую картину на полигонах с определением гипоцентров всех землетрясений с $K \geq 4$. Основу геофизических наблюдений должны составлять те методы, которые способны выделять изменения параметров не только в плане, но и по глубине.

С 1992 года Фрунзенский прогностический полигон, с переименованием г. Фрунзе в г. Бишкек, носит название – Бишкекский геодинамический полигон. Изменение названия «прогностический» на «геодинамический» связано с расширением круга решаемых задач – разномасштабными исследованиями по сети пунктов геофизических наблюдений на территории Тянь-Шаньского региона и соседних областей.

В августе-сентябре 1991 года на территории БГП была развернута Киргизская цифровая широкополосная сейсмическая сеть KNET (*Kyrgyz network*). Это позволило получать качественные сейсмологические данные. Более подробное описание сейсмологической сети KNET представлено во второй главе.

Наличие современных движений и деформаций земной коры в Тянь-Шане было показано методами классической геодезии во второй половине XX в., однако использовавшиеся тогда технологии не могли дать надежной количественной оценки этих движений. Для получения таких оценок в 1992 г. на базе Научной станции РАН (НС РАН) начала создаваться Центрально-Азиатская GPS-сеть (ЦА-GPS-сеть) [Зубович, 2001], геодезические измерения на которой проводятся с использованием технологии ГНСС (глобальная навигационная спутниковая система).

В зависимости от расположения пунктов наблюдения измеряемых параметров под Бишкекским геодинамическим полигоном понимается территория, ограниченная краевыми координатами этих пунктов и их ближним окружением. Для исследования сейсмичности на основе данных сейсмологической сети KNET рассматривается территория, ограниченная координатами 41.5° – 43.5° с.ш. и 73° – 77° в.д. (рис. 1.1.1, бирюзовый прямоугольник), которая лежит в пределах центрального сегмента Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны и представляет собой зону сочленения Тянь-Шаньского орогена и Туранской плиты. В указанных границах сеть позволяет регистрировать события, начиная с $K \geq 6$, в полном объеме.

Основными тектоническими структурами исследуемого района на неотектоническом этапе являются Киргизская мегантиклиналь (Киргизский хребет) и находящаяся севернее Чуйская впадина. Южнее Киргизского хребта располагаются Суусамырская, Кочкорская и Джумгалская впадины, разделенные небольшими хребтами. Западнее находятся хребты Таласский, Большой и Малый Каратау, а восточнее – хребты Кунгей-Алатау и Терскей-Алатау с разделяющей их Иссык-Кульской межгорной впадиной. Территория БГП – зона современных интенсивных деформаций, проявлением которых является активная сейсмичность.

1.2.1. Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня

Среди основных факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса в различных регионах, особое значение имеет динамика блоковых структур. Новейшая структура Северного Тянь-Шаня представляет собой иерархически построенную «мозаику» блоков [Абдрахматов, 2003], подвергающуюся тектоническим напряжениям и находящуюся в условиях конвергентного взаимодействия Казахской стабильной платформы и Тянь-Шаньского орогена (см. рис. 1.2.1).

Перераспределение современных тектонических напряжений и перестройка уже сформированных связей в существующей блоковой структуре, основной рисунок которой является результатом действия новейших движений, могут приводить к появлению новых блоковых «ансамблей», развивающихся унаследовано, их консолидации и последующему разрушению, сопровождающемуся землетрясениями [Садовский, Писаренко, 1991].

Представляется целесообразным выделять блоки, активные на современном этапе развития земной коры и ограниченные так называемыми активными разломами, поскольку именно они ответственны за современное поле напряжений и его разрядку в виде землетрясений [Абдрахматов, 2003].

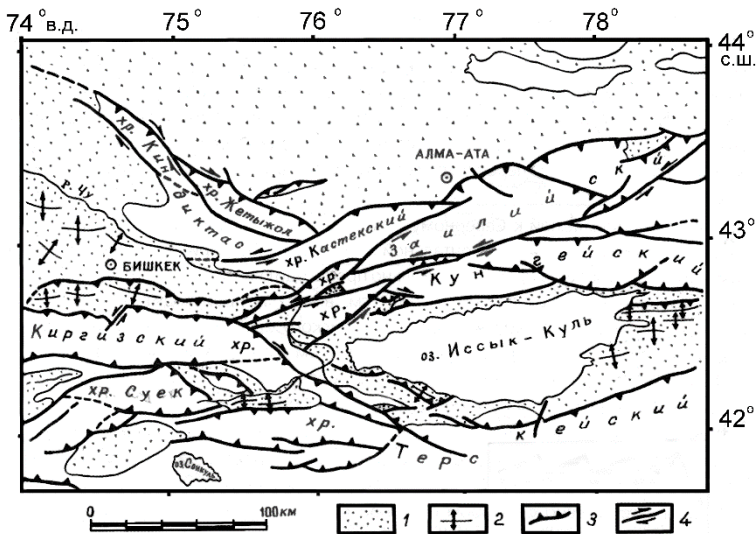


Рис. 1.2.1. Схема новейшей структуры Северного Тянь-Шаня (по [Абдрахматов, 2003]). 1 – новейшие впадины, заполненные мезозойско-кайнозойскими осадками; 2 – оси антиклиналей в пределах впадин; 3–4 – кинематика разломов: 3 – взбросы и надвиги, 4 – сдвиги

Особенности формирования рельефа территории Тянь-Шаня тесно связаны с блоковым строением земной коры. При этом поверхность горных хребтов взброшена до абсолютных высот в 5–7 км, а во впадинах фундамент опущен на 3–4 км. В значительной мере это определяется сетью глубинных разломов, по которым перемещаются блоки различных размеров. Северо-Тянь-Шаньская зона активных разломов является одной из наиболее сейсмоактивных зон, в которой частично реализовалось сокращение земной коры Тянь-Шаня и продолжают геодинамические и сейсмические процессы.

Раздробленная структура региона, отчетливо выраженная в перекрестно-решетчатом характере системы разломов (см. рис. 1.2.1), в позднечетвертичное время была «сконсолидирована» в несколько основных блоков: Киргизский, Иссык-Кульский, Зайлильский, Чу-Кендыктасский и Кунгей-Чарынский.

Имеющиеся на сегодняшний день геологические данные о скорости позднечетвертичных движений в зонах активных разломов и современных движений, полученных с помощью ГНСС, позволяют выявить граничные условия выделенных блоков [Абдрахматов, 2003]. На рис. 1.2.2 показаны блоки, расположенные на территории БГП. Ниже дается их описание.

Киргизский блок ограничен с севера активными надвигами зоны сочленения одноименного хребта и Чуйской впадины. Скорость позднеплейстоценового сокращения земной коры в зоне Иссык-Атинского разлома, ограничивающего с севера низкие предгорья Киргизского хребта, составляет от 0.9 ± 0.3 мм/год (долина р. Сокулук) до $(2.1-1.7) \pm 0.3$ мм/год (долина р. Аламедин) [Абдрахматов и др., 2001; 2001а]. Активность северной границы подчеркивается возникновением здесь очагов Баласагунского, Меркенского, Беловодского

(1770 года), Беловодского (1885 года) и Кемино-Чуйского землетрясений (см. рис. 1.1.1 и табл. 1.1.1). С юга указанный блок ограничивается активными надвигами южного борта Кочкорской впадины, которые к западу переходят в активное северное ограничение Джумгалской впадины, где развиты надвиги с левосдвиговой компонентой. Скорость позднеплейстоценового сокращения коры в зоне Акчопского надвига (долина р. Джуанарык) составляет $(2.9-1.6) \pm 0.7$ мм/год [Абдрахматов и др., 2001a]. Сильных землетрясений с магнитудой более 4 в этой зоне не зарегистрировано.



Рис. 1.2.2. Активные блоки Северного Тянь-Шаня и предполагаемое направление современного перемещения масс. 1 – область наибольшего поперечного сжатия, 2 – движение отдельных блоков, 3 – активные сдвиги, 4 – активные взбросы и надвиги, 5 – номера блоков (1 – Киргизский блок, 2 – Иссык-Кульский блок, 3 – Чу-Кендиктасский блок)

Монолитность Киргизского блока нарушается внедрением с запада в его тело активных разломов Суусамырской зоны, представляющих собой взбросы с правосдвиговой компонентой. Активность этой зоны подчеркивается возникновением здесь в 1992 году Суусамырского землетрясения с $M = 7.3$ (см. табл. 1.1.1).

Иссык-Кульский блок с севера ограничивается активной Кемино-Чиликской левосдвиговой транспрессионной зоной, которая унаследовано развивалась с палеозоя. К востоку от 77-го меридиана граница блока представлена активными разрывами Аксуйского грабена и надвигами Тасминского внутривпадинного поднятия. Согласно предварительным данным, скорость левосторонних смещений в позднем плейстоцене – голоцене вдоль указанной активной зоны могла достигать до 1–2 мм/год. В пределах этой зоны возникли очаги таких землетрясений как, Кеминское, Джаланаш-Тюпское, Байсоорунское (см. рис. 1.1.1 и табл. 1.1.1) и произошло несколько более слабых событий.

Южная граница рассматриваемого блока представлена активными разрывами юго-западного угла Иссык-Кульской впадины, которые к востоку посредством Тамгинского левого сдвига подставляются обратными взбросами восточного окончания впадины [Зубович и др., 2001]. Активность южной границы блока подтверждается очагами Сарыкамьшского землетрясения и нескольких землетрясений с $M = 4-5$.

Взгляды на внутреннюю структуру Иссык-Кульского блока противоречивы. Согласно одним оценкам [Чедия и др., 1988], под акваторией одноименного озера выявляется

трапециевидный в плане грабен, ограниченный активными сбросами с амплитудой голоценовых смещений до 200 м. Другие исследователи [Курскеев, Тимуш, 1987] считают, что на дне озера имеются свидетельства лишь нескольких разобщенных активных разрывов. Уступы, выявленные на сейсмопрофилях, по их мнению, представляют собой откосы древних конусов выноса, модифицированных береговой абразией.

Очагов сильных или хотя бы умеренных землетрясений в пределах акватории озера не зарегистрировано.

Чу-Кендыктасский блок имеет северо-западное простирание и торцово причленяется к Заилийскому блоку на меридиане антецедентного участка долины р. Чу. Несмотря на достаточно резкую геоморфологическую выраженность сочленения хребта Кендыктас и Илийской впадины, сколько-нибудь значимых сейсмических событий здесь не зарегистрировано.

По исследуемому региону активно проводятся детальные исследования современных движений на его поверхности с использованием технологии ГНСС. Исследования основаны на данных Центрально-Азиатской (ЦА) ГНСС-сети (пункты наблюдений сети входят в исследуемый регион и окружают его). Широко известны работы [Абдрахматов и др., 2001a; Reigber et al., 2001; Миди и др., 2001; Zubovich и др., 2001, 2004; Костюк и др., 2010; Костюк, 2008б; Zubovich et al., 2010; Zubovich, Mukhamediev, 2010; Кузиков, Мухамедиев, 2010; Mansurov, 2017; и др.]. В этих работах представлены результаты построения деформационных моделей земной коры Тянь-Шаня на основе ГНСС–данных.

Данные ГНСС, полученные в результате многолетних исследований, позволили получить реальную картину современного распределения деформаций на территории Тянь-Шаня. При этом выяснилось, что скорость современного сокращения земной коры в этом регионе составляет около 20 мм/год, что поглощает примерно половину деформаций, вызванных сближением Индостанской и Евразийской плит [Abdrakhmatov et al., 1996]. Другая часть деформаций реализуется в широкой зоне, расположенной между этими плитами.

В целом поле скоростей Северного Тянь-Шаня свидетельствует о сокращении земной коры с небольшими участками его ослабления, локализованными в западной части Чуйской впадины и юго-западном углу Иссык-Кульской впадины. При этом современные деформации характеризуются увеличением на меридиане Боомского ущелья широтных составляющих, направления которых здесь расходятся к востоку и западу [Абдрахматов, 2003].

Таким образом, особенности формирования рельефа территории Тянь-Шаня тесно связаны с блоковым строением земной коры. Пространственное положение горных хребтов с абсолютными отметками 5–7 км и впадин, где фундамент спущен на 3–4 км, определено сетью глубинных разломов, по которым перемещаются блоки различных размеров. Северо-Тянь-

Шаньская зона активных разломов, непрерывно простирающаяся на протяжении 600 км вдоль окраины орогена, является одной из наиболее сейсмоактивных зон, в которой частично реализовалось сокращение верхней части земной коры Тянь-Шаня и в которой продолжаются геодинамические и сейсмические процессы.

1.3. Обзор работ по очаговым параметрам землетрясений

1.3.1. Фокальные механизмы очагов.

Подавляющий объем накопленной в современной сейсмологии экспериментальной информации по механизмам очагов землетрясений получен на основе данных *по полярности вступлений сейсмических волн*. В условиях оснащения все большего числа сейсмических станций цифровой аппаратурой этот источник продолжает оставаться важнейшим и в настоящее время. Исследованию фокальных механизмов очагов на основе данных о полярности сейсмических волн посвящено много работ [Лук, Юнга, 1979; Нерсесов и др., 1982; Ризниченко и др., 1982; Джибладзе, 1982, 1989; Данилова, Юнга, 1982; Кучай, 1982; Кучай, Юнга, 1984; Лукк, Шевченко, 1989; Кучай, Шкляр, 1990; Лукк и др., 2005; 2008 и др.]. В этих работах исследуются фокальные механизмы Центральной Азии, Кавказа, Курило-Камчатского региона, Гармского района, Дарваз-Каракульского разлома (Памир), Памира, Иссык-Кульской впадины и др.

Развитие цифровых сейсмологических сетей позволило разработать методы, позволяющие произвести расчет синтетической сейсмограммы, которая может быть использована в сравнении с наблюдаемыми в действительности, реальными сейсмограммами. Этот метод носит название *волновой инверсии*. Метод волновой инверсии активно применяется для расчета тензора сейсмического момента [Dziewonski, et al., 1981; 1995; Ekström and Nettles, 1997; Kim et al., 2000; Костюк и др., 2008а; 2010; и др.].

Исследование сеймотектонических деформаций и напряженного состояния земной коры Тянь-Шаня, его сейсмичности и прогноз сейсмической опасности территории Кыргызстана непосредственно связаны с основными научно-исследовательскими работами Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики. Результаты этих исследований опубликованы в работах [Джанузаков и др., 1997; Кучай и др., 2002; Kuchai, Muraliev, 2000; Муралиев, 2006, 2008; Муралиев, Джанузаков, 2008 и др.].

Расчет фокальных механизмов очагов на ИС РАН был начат в 2001 году в связи с проведением научно-исследовательских работ по теме «Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая» под руководством С.Л. Юнги. Тема исследования предполагает использование данных о фокальных механизмах и ГНСС-данных.

На Научной станции РАН для расчета фокальных механизмов используются оба метода. Результаты исследования представлены в работах [Сычева и др., 2005; Сычева, Юнга, 2011; Сычева, Мансуров, 2016; Костюк, 2008а; Костюк и др., 2010; Sycheva, 2020; и др.]. Постоянное получение новых данных о механизмах землетрясений обеспечивает возможность все более подробного исследования ключевых проблем геодинамики и сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня. Такого рода данные поставляют также весьма существенную часть информации о современном сеймотектоническом деформационном процессе, сравнение которой с данными ГНСС-наблюдений представляет значительный интерес.

Развитие работ по массовому определению механизмов очагов землетрясений выдвигает в качестве одной из первоочередных задач получение компактной аппроксимации больших массивов матричных данных, отражающих динамику сеймотектонических движений. Естественно, что в рамках развиваемых нами представлений и методов конкретные способы решения этой задачи, помимо всего прочего, зависят от объемов исходной информации. В предшествующих работах [Джанузаков и др., 1997; Кучай и др., 2002; Kuchai, Muraliev, 2000; Муралиев, 2006; 2008; Муралиев, Джанузаков, 2008; и др.] оптимальным могло представляться описание отдельных решений по фокальным механизмам с их увязкой с тектоническими построениями и зонами разрывов. К настоящему времени достигнутый объем данных позволяет перейти к картированию реконструируемого деформированного состояния.

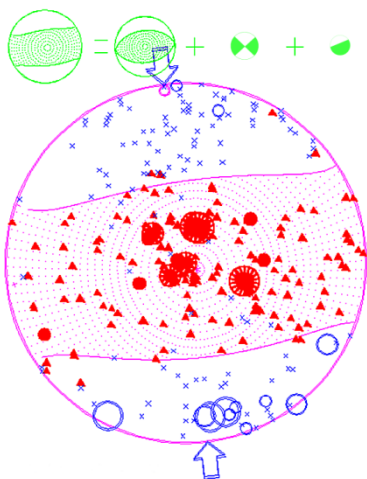


Рис. 1.3.1. Нодальные линии среднего механизма и точки выхода осей P (синий цвет), T (красный) фокальных механизмов 72 событий в окрестности очага Суусамырского землетрясения [Юнга, 2002]

В качестве примера массового определения механизмов очагов землетрясений на рис. 1.3.1 представлена сводная диаграмма главных осей фокальных механизмов и соответствующий средний механизм, построенный на основе 172 афтершоковых событий окрестности очаговой зоны Суусамырского землетрясения [Юнга, 2002]. В верхней части рисунка, за пределами диаграммы P , T осей, дается аддитивное разложение средней матрицы по трем основным типам – взбросу, сдвигу и взрезу. Средний механизм демонстрирует типичную

для Северного Тянь-Шаня обстановку одноосного горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении.

Большой объем информации о фокальных механизмах и усредненной сейсмотектонической деформации Северного Тянь-Шаня был получен в работах [Сычева и др., 2005; Сычева, Юнга, 2011; Sycheva, 2020 и др.]. На основе этих результатов стала осуществимой реконструкция параметров напряженного состояния методами сейсмотектонической деформации, разработанными в [Лукк, Юнга, 1979; Ризниченко, 1985; Юнга, 1990], и методом катакластического анализа разрывных смещений [Ребецкий, 1997; 2007a].

1.3.2. Методы реконструкции деформаций и напряжений

Сейсмотектонические деформации. Определенные варианты тектонофизической интерпретации механизмов очагов позволяют подойти к проблеме определения направленности современного сейсмотектонического деформационного процесса. Основным приемом исследования в СТД являются статистические операции над матрицами, описывающими механизм очага землетрясения. В то же время геомеханический смысл расчеты приобретают в результате применения методов механики сплошных сред.

Исследование сейсмотектонической деформации земной коры Центральной Азии на основе механизмов очагов землетрясений проводилось в работах [Юнга, 1990, 1979; Нерсесов и др., 1982; Ризниченко и др., 1982; Джигладзе, 1989; Данилова, Юнга, 1982; Лукк, Юнга, 1979; Кучай, Юнга, 1984; Кучай, Шкляр, 1990; Кучай, 1982; Беленович, Багманова, 1988; 1993; Муралиев, 1983]. Основное внимание авторами уделено территории Памиро-Тянь-Шаньского региона. Значительная часть этих работ была выполнена в конце прошлого века. В настоящее время этот метод остается также актуальным, о чем свидетельствуют работы [Муралиев, 2010; Lukk et al., 2015; Sycheva, Mansurov, 2019; Сычева, 2023; 2024; Lukk, Shevchenko, 2019; Лукк, Леонова, 2020; и др.]. Работа [Муралиев, 2010] посвящена анализу и изучению сейсмотектонической деформации земной коры Тянь-Шаньского орогена на современном этапе геологического развития, в работе [Lukk et al., 2015] рассматривается геодинамика Таджикской впадины, зоны стыка Памира и Тянь-Шаня. Обычно этот регион рассматривается в контексте тектонической концепции плит, подразумевающей интенсивное субгоризонтальное сжатие зоны, возникающее в результате субдукции Индостанской и Евразийской литосферных плит. Анализ геологического строения, сейсмичности и геодиметрических измерений, проведенных в течение нескольких лет на геодинамическом полигоне Гарм, демонстрирует расширение Таджикской депрессии. Исследования, проведенные в работе, позволяют предположить, что

наряду с тектоническими механизмами плит существуют и другие, локальные, автономные движущие силы, способствующие тектогенезу этого региона.

Метод катакластического анализа разрывных смещений разработан в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН [Ребецкий, 1997, 2007a] и активно развивается в настоящее время. В результате анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений МКА позволяет получать данные не только об ориентации осей главных напряжений и о значении коэффициента Лоде – Надаи (аналогично методу СТД), но и определять относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (тектоническое давление, из которого вычтено давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород). Этот метод активно используется для оценки тектонических напряжений земной коры сейсмоактивных регионов [Rebetsky, Polets., 2018; Ребецкий, Овчаренко, Саввичев, 2014; Savvichev, Rebetsky, 2019; Kuchay, 2012]. В указанных работах представлены результаты реконструкции напряженно-деформированного состояния в очаговой области Спитакского катастрофического землетрясения, исследовано напряженное состояние сейсмических районов Центральной и Восточной Азии, рассматриваются возможные модели образования Центрального Средиземноморья и геодинамическая обстановка Апеннинского полуострова и др. Метод МКА активно развивается – новая модификация метода представлена в работе [Ребецкий, Сычева, 2024].

Различие СТД и МКА заключается и в разном подходе к формированию анализируемой выборки. В первом случае она создается отбором из каталога землетрясений, попадающих в область осреднения с определенным радиусом и с центром в узловой точке. Вклад каждого события определяется весовым коэффициентом, зависящим от магнитуды землетрясения. В дальнейшем рассматриваются те области осреднения, в которых коэффициент κ (каппа, т. е. интенсивность результирующей матрицы) превышает значение из таблицы 4 [Юнга, 1990, с. 88–89], где представлены мода и критические значения параметра κ , соответствующие разным кумулятивным вероятностям и объему выборки. Во втором случае расчет тензоров напряжений и приращений сеймотектонических деформаций выполняется на основе проверки данных (фокальных механизмов) на однородность. Здесь используется критерий кумулятивности (взаимное пересечение) областей упругой разгрузки землетрясений и критерий диссипации упругой энергии для каждого землетрясения на искомом тензоре напряжений. Использование этих критериев позволяет именовать созданную выборку однородной, характеризующей квазиоднородное деформирование отвечающего ей пространственного домена. Размер такого домена, к которому и относятся результаты расчета, зависит от плотности распределения землетрясений и их магнитуды.

Исследования геодинамических процессов рассматриваемой территории на основе данных о фокальных механизмах ранее проводились в [Юнга, 1990; Трифонов и др., 2002; Трифонов, 2005; Кучай, Бушенкова, 2009; Ребецкий, Алексеев, 2014; Lukk et al., 2015 и др.]. К анализу данных применялся метод STD [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990], МКА [Ребецкий, 2007а] или рассматривались фокальные механизмы умеренных и сильных землетрясений [Кучай, Бушенкова, 2009]. В работах [Юнга, 1990; Ребецкий, Алексеев, 2014; Кучай, Бушенкова, 2009] рассматриваемая территория значительно шире исследуемой в данной работе, а в [Lukk et al., 2015] анализируется территория Гармского полигона, который расположен в западной части зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. В [Трифонов и др., 2002] проведено детальное исследование полей STD на территории, включающей геологические структуры Южного Тянь-Шаня, Афгано-Таджикской впадины, Памира и северного Гиндукуша. Для анализа привлекались данные о фокальных механизмах очагов более 3000 землетрясений, произошедших с 1955 по 1991 гг.

Исследование напряженно-деформированного состояния земной коры на основе данных сети KNET выполнены в работах [Сычева, 2005, Сычева и др., 2003, 2004а, 2004б, 2005, Костюк, 2008а, Сычева Юнга, 2011, Костюк, 2010 и др.]. Результаты реконструкции поля деформации на основе метода сеймотектонических деформаций представлены в работах [Сычева и др., 2005, 2008, 2009; Сычева, Мансуров, 2016; Sycheva, Mansurov, 2017, Sycheva, 2021]. Результаты реконструкции поля напряжений на основе МКА представлены в работах [Ребецкий и др., 2010, 2013, 2016 и др.]. При выполнении реконструкции напряжений на 3–4 ее этапах для определения эффективного всестороннего давления в горных массивах требуются данные о динамических параметрах землетрясений, произошедших на исследуемой территории (в частности, величина сброса напряжений при локальном землетрясении). Определение динамических параметров возможно по очаговому спектру, при построении которого необходимо учитывать влияние среды на пути от очага до станции и в местах непосредственно под станцией. Возникло сразу несколько задач, требующих решения.

1.3.3. Добротность среды

Существуют различные методы оценки сейсмической добротности, для чего могут быть использованы прямые *P*- и *S*-волны, а также кода-волны землетрясений. Согласно [Havskov, Ottermoller, 2010] в настоящее время активно используются следующие методы: исследование кода-волн одной станции; анализ спектральных отношений *P*- или *S*-волн двух станций и томографическая инверсия на основе множества станций.

Результаты исследования поля поглощения и добротности среды территории Тянь-Шаня представлены в работах [Копничев, Соколова, 2004, 2007, 2011, 2012, 2019; Аптикаева, 2018, и

др.], в которых проведены многочисленные исследования пространственно-временных вариаций сейсмических волн в земной коре Тянь-Шаня. Исследования основаны на анализе поперечных волн и короткопериодных сейсмических волн с использованием метода отношений максимальных амплитуд волн S и P (S/P). В работе [Копничев, Соколова, 2004] это позволило определить аномально сильные изменения структуры поля поглощения для трасс, пересекающих очаговые зоны сильных землетрясений ($M \geq 6.8$) или проходящих рядом с ними. В [Копничев, Соколова, 2007] изучена структура поглощения сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня и показано, что для большей части района наблюдаются сравнительно высокие величины S/P , что соответствует пониженному поглощению S -волн. На этом фоне выделяются полосы высокого и промежуточного поглощения в западной части района, которые на юге простираются вдоль Таласо-Ферганского разлома, а далее поворачивают к северо-северо-востоку. К этим полосам приурочены очаги двух сильнейших землетрясений ($M \geq 7.0$), произошедших в районе Тянь-Шаня за последние 25 лет. Проведено картирование поля поглощения поперечных волн в литосфере Туранской плиты, Западного Тянь-Шаня, Памира, Гиндукуша и Восточного Тянь-Шаня [Копничев, Соколова, 2011, 2012] и установлено, что в районах Туранской плиты, Западного Тянь-Шаня и Памира наблюдается сравнительно слабое поглощение. Наибольшая область сильного поглощения находится в районе Афгано-Таджикской депрессии, примыкающем к Гиндукушу. Отдельно проведено картирование поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Северного Тянь-Шаня [Копничев, Соколова, 2019]. Характеристики затухания короткопериодной сейсмической коды землетрясений Западного Тянь-Шаня представлены в работе [Аптикаева, 2018]. Отмечено, что сильнейшие землетрясения района приурочены к зонам максимального контраста поглощения, к границам блоков и ослабленным зонам, где подвижность блоков определяется пониженной вязкостью низкодобротных и незначительной мощностью высокодобротных слоев.

Вышеуказанные исследования позволяют выделить зоны наибольшего поглощения, в которых могут идти процессы подготовки сильного землетрясения. Исследование изменения поля поглощения среды во времени дает возможность оценить изменение геодинамического режима, которое может быть связано с изменением напряженного состояния среды.

При решении практических задач геофизики, где необходимо использовать данные о добротности среды, требуются отдельные исследования по ее оценке. Например, при расчете очагового спектра необходимо знать зависимость добротности от частоты. Одним из методов, на основе которого можно получить такую зависимость, является исследование кода-волны землетрясений на разных частотах. Согласно [Раутиан и др., 1981], сейсмическая кода – это та часть записи землетрясения, где регулярные волны практически полностью отсутствуют, и

наблюдается чисто колебательный процесс. Трудно оценить долю продольных (P) и поперечных (S) волн, формирующих коду. Свойства кода-волн – стабильность формы огибающих: форма огибающих коды разных землетрясений, записанных одной и той же станцией, одинакова. Увеличение длительности кода-волн позволяет оценить все более глубокие слои среды.

В работе [Раутиан и др., 1981] описаны результаты исследования сейсмической коды по записям землетрясений для ряда сейсмоактивных регионов: Крыма, Кавказа, Центральной Азии, Алтая, Байкала, Камчатки, Курил и Кубы.

Региональные оценки эффективной добротности среды Тянь-Шаньского региона на основе исследования кода-волн по записям широкополосной аппаратуры СКМ, СКД и частотно-избирательной станции были сделаны в работе [Земцова, 1985]. Полученные результаты основаны на обработке более 400 аналоговых записей от 160 землетрясений, основная часть которых произошла на территории Южного Тянь-Шаня.

Накопление большого массива сейсмологических данных сети KNET позволяет решить задачу оценки добротности Бишкекского геодинимического полигона на основе исследования сейсмической коды землетрясений. Преимущество этого метода заключается в том, что для получения добротности среды возможно использование одной станции и при этом не требуется учитывать станционные поправки, так как для множества землетрясений рассматривается одна и та же станция.

Ранее было отмечено, что увеличение длительности рассматриваемого участка кода-волн позволяет исследовать добротные свойства среды более глубоких слоев. Например, исследование кода-волн длительностью 5 секунд позволяет оценить добротность слоя в 65 км. Дальнейшее уменьшение длительности сейсмической коды порождает неустойчивость в определении огибающей, поэтому для оценки добротности приповерхностного слоя можно использовать либо метод спектральных отношений P - или S -волн двух станций, либо томографическую инверсию на основе множества станций. Каталог землетрясений по данным сети KNET включает более 10 000 землетрясений (2014 г), по которым имеются цифровые сейсмические записи, что позволяет строить спектральные характеристики, на основе которых в дальнейшем можно определить поле затухания для P и S -волн (томографический метод). В работах [Сычева и др., 2015; Сычева, 2017; Сычева, Сычев, 2016, 2017] представлены результаты исследования зависимости добротности среды от частоты, а в работе [Sychev et al., 2018] – модели затухания сейсмических волн до глубины 15 км.

1.3.4. Калибровочные функции сейсмических станций

Небольшой слой горных пород низкой плотности непосредственно под сейсмической станцией может вызвать резонанс сигнала, усилив его. Поправка на это усиление называется *станционной поправкой (site effect)*.

Существуют различные методы определения станционных поправок: прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и на основе землетрясений, с применением базовой станции и без нее, которые описаны в работах [Bindi et al., 2000; Parolai et al., 2004, 2004a; Picozzi et al., 2009]. В основе некоторых из этих методов лежит предложенный в [Nakamura, 1989] подход, основанный на вычислении отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компонент сигнала.

Определение сайт-эффекта на основе постоянных или временных сейсмических сетей активно используется для оценки сейсмической опасности при разработке карт сейсморайонирования. Для территории Киргизии такие исследования были проведены в работах [Усупаев и др., 2010, 2011, 2014; Орунбаев, 2018].

При построении очагового спектра землетрясений необходимо учесть не только влияние среды на пути сейсмической волны от очага до станции, но ее влияние непосредственно под сейсмической станцией (сайт-эффект). Для определения сайт-эффекта станций сети KNET можно использовать записи многочисленных землетрясений или записи сейсмического шума. Такая работа была выполнена и результаты опубликованы в [Сычева, Мансуров, 2018].

Решение таких задач как определение функций добротности в зависимости от частоты и калибровочных функций (сайт-эффект) для станций сети KNET, позволило перейти к задаче построения очагового спектра и расчету динамических параметров землетрясений.

1.3.5. Динамические параметры очагов землетрясений

Разработка новых подходов к прогнозированию разрушительных землетрясений (ЗЛТ) и уменьшению их последствий включает, по необходимости, расширение объема данных о спектральных характеристиках очагов ЗЛТ и определяемых на их основе *динамических параметров (ДП)*. В западной литературе их называют очаговыми параметрами (*source parameters*) землетрясений. Это, прежде всего, радиус очага r , скалярный сейсмический момент M_0 и сброшенные касательные напряжения, действующие параллельно плоскости разрыва. Далее для краткости будем использовать термин сброшенные напряжения (*stress drop, $\Delta\sigma$*). К динамическим параметрам относятся также сейсмическая энергия, E_S , вычисляемая по спектрам сейсмограмм, и приведенная сейсмическая энергия, равная отношению энергии и сейсмического момента $e_{PR} = E_S/M_0$. Информация об этих параметрах, непосредственно относящихся к объемам очагов ЗЛТ, может характеризовать региональные особенности

геодеформационного процесса. В частности, изменение со временем усредненных сброшенных напряжений для событий заданных магнитуд отражает напряженное состояние земной коры по диаграмме Кулона – Мора. Для такого описания земной коры сейсмоактивных регионов необходим статистически значимый набор данных – достаточно большое число сейсмических событий, для которых определены динамические параметры очагов. Ранее, до конца XX века динамические параметры очагов ЗЛТ определялись, в основном, для сильных землетрясений [Dziiewonski et al., 1981; Кальметьева и др., 1992; Буримская, 2001; Ключевский, Демьянович, 2002]. При этом составление каталога ДП для компактной территории было возможно лишь для регионов с наиболее высокой сейсмической активностью. Развитие современных методов обработки данных (волновая инверсия, *Generalized Inversion Technique* (GIT) и др.) позволяет с хорошей точностью определять очаговые параметры и для слабых землетрясений [Добрынина, 2009; Пустовитенко, 2013; Parolai et al., 2007; Baltay et al., 2011 и др.].

Для территории Северного и Центрального Тянь-Шаня расчеты динамических параметров для умеренных и слабых событий ранее проводились лишь в нескольких работах [Горбунова, Кальметьева, 1988; Кальметьева и др., 1992]. Выше было отмечено, что сейсмологическая сеть KNET, установленная на территории Северного Тянь-Шаня, обеспечивает хорошую регистрацию локальной сейсмичности территории, ограниченной координатами 41–43° с.ш., 73–77° в.д., и позволяет получать качественные цифровые записи землетрясений, на основе которых можно проводить расчет спектральных характеристик и очаговых параметров. Составленный каталог динамических параметров позволит провести детальный анализ взаимосвязей между динамическими параметрами и магнитудой землетрясений на территории БГП. Для других регионов поиску корреляций между значениями радиуса очага r (радиуса Брюна), момента M_0 и магнитуды M было посвящено большое число работ [Кочарян, 2014; Abercrombie, Leary, 1993; Allmann, Shearer, 2009; Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015; Rasor et al., 2016]. Для различных сейсмоактивных регионов установлены соответствующие им соотношения, которые, как правило, представляют собой линейные зависимости в логарифмическом масштабе (обзор, например, [Кочарян, 2014]). Наиболее известными среди таких соотношений можно считать среднюю корреляционную зависимость из [Ризниченко, 1985] между M и M_0 (Н·м) и численно близкую к ней зависимость Канамори [Kanamori, 1977].

Обычно считается, что и сброшенные напряжения $\Delta\sigma$, и кажущиеся напряжения σ_a должны быть примерно пропорциональны уровню напряжений, действующих на разломе. При этом кажется естественным, что увеличение уровня литостатических напряжений должно в среднем приводить к пропорциональному росту $\Delta\sigma$ и σ_a . Например, в работе [Раутиан, Халтурин, 1991] отмечен растущий тренд для кажущихся напряжений с увеличением глубины

как для коровых, так и для глубинных землетрясений Памира. В то же время в других исследованиях [Choy, Boatwright, 1995; Родкин, 2001; Choy et al., 2006] для коровых землетрясений не было обнаружено существенного увеличения $\Delta\sigma$ и σ_a с глубиной очага. Так, по данным [Родкин, 2001a] кажущиеся напряжения в среднем возрастают в 1.5 раза при увеличении глубины очага с 10 до 50 км, т. е. росте литостатического напряжения более чем в 5 раз.

Судя по результатам лабораторных экспериментов [Кочарян и др., 2013], радикальное влияние на амплитуду скачка напряжений оказывает изменение (даже небольшое) характеристик материала-заполнителя разлома; при этом подобное изменение практически не сказывается на величине кулоновской прочности разлома.

Значительный разброс значений $\Delta\sigma$ (и, следовательно, e_{PR}) является достаточно привычным результатом, который отмечался в разных работах [Gibowicz, Kijko, 1994; Tomić et al., 2009; Hua et al., 2013]. На рис. 1.3.2а подобный разброс продемонстрирован при построении распределений угловой частоты в зависимости от M_0 в двойном логарифмическом масштабе, согласно [Hua et al., 2013]. При этом семейство прямых линий с заданным наклоном соответствует значениям $\Delta\sigma$. На рис.1.3.2б приведено аналогичное построение для данных, полученных в данной работе и из других источников (см. подрисуючную подпись к рис. 1.3.2).

При объяснении большого разброса значений $\Delta\sigma$ чаще всего ограничиваются общими соображениями о неоднородности геофизической среды и разной прочности материала.

В работах [Родкин, 2001; 2001a] рассмотрен ряд противоречий в традиционных моделях очага и отмечена неполнота подобных объяснений. В рамках флюидометаморфогенной модели сейсмогенеза Родкиным М.В. предложена альтернативная интерпретация различных результатов, отображенных на рис. 1.3.2.а.

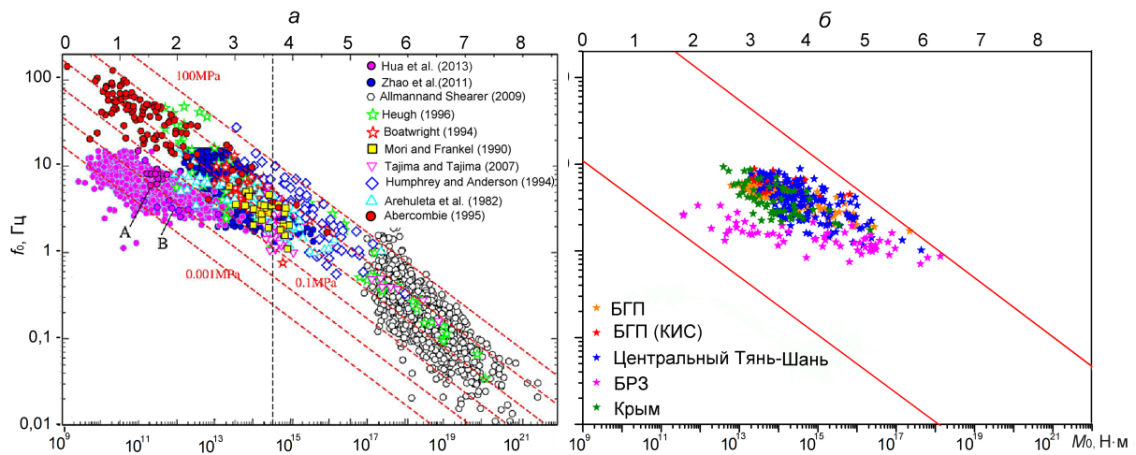


Рис. 1.3.2. Угловая частота в зависимости от сейсмического момента: а – график из [Hua et al., 2013]. Пунктирные линии показывают сброс напряжений 0.001, 0.01, 0.1, 1, 10 и 100 МПа. Вертикальная пунктирная линия обозначает ограничение максимальной магнитуды для данных [Hua et al., 2013]. Розовые кружки – данные наведенной сейсмичности, возникшей при заполнении водохранилища

Longtan (около 1.5 тыс. событий на глубине от 4 до 10 км); другие символы показывают данные из [Allmann, Shearer, 2009]; б – для источников [Грин и др., 2002; Кальметьева и др., 2003; Sycheva, 2020; Добрынина, 2009; Пустовитенкой др., 2013], красными линиями отмечены границы согласно рис. 1.3.2а

Одним из факторов, который вносит вклад в разброс значений $\Delta\sigma$, гипотетически является специфика очагов техногенных сейсмических событий. В ряде работ ранее допускалось, что для таких очагов средний сброс напряжений ниже, чем для природных землетрясений [Fehler, Phillips, 1991; Abercrombie, Leary, 1993; McGarr, 1993; и др.]. Предположения опирались на статистику по большому количеству сейсмических событий, по которой у техногенных землетрясений значения угловой частоты ниже по сравнению с обычными, тектоническими. Ниже, оказывается, и сброшенные напряжения при сопоставимых значениях M_0 , поскольку $\Delta\sigma \sim M_0 \cdot f_0^3$. Это обобщение относится прежде всего к слабым сейсмическим событиям, для которых динамические параметры рассчитывались не по модели Брюна. Для сильных техногенных землетрясений (преимущественно с $M > 4.5$) при использовании модели Брюна различия в оценках f_0 становятся незначительными или вовсе не наблюдаются [Tomic et al., 2009; Hua et al., 2013]. Важно отметить, что для таких событий характерен чистый сдвиг так же, как и для природных тектонических землетрясений.

Для межплитных (*interplate*) землетрясений величина сброса напряжений в среднем примерно 3 МПа, а для внутриплитовых землетрясений (*intraplate*) – примерно 10 МПа. Этому соответствуют значения приведенной сейсмической энергии: $e_{PR} \sim 0.2 \cdot 10^{-4}$ для межплитных ЗТ и $e_{PR} \sim 0.8 \cdot 10^{-4}$ для внутриплитных. По результатам расчетов, проведенных в [Sycheva, 2020] и ниже в данной работе (см. главу 5), для внутриплитных землетрясений на территории БГП (Северный Тянь-Шань) средняя величина сброса напряжений составляет 10.8 и 10.5 МПа соответственно, а медианное среднее $\Delta\sigma$ – 1.7 и 3.5 МПа.

Перейдем к обзору результатов по приведенной сейсмической энергии, или по излученной энергии E_S , которая легко пересчитывается в e_{PR} . Обращают на себя внимание данные по E_S и e_{PR} для сейсмических событий вблизи горнодобывающих предприятий, где по технологии работ развернуты плотные сейсмологические сети. С этими данными естественно сравнивать результаты массовых определений e_{PR} , $\Delta\sigma$ в Северном Тянь-Шане (по данным сети KNET).

На рис. 1.3.3а показаны примеры измерений сейсмической энергии и сейсмического момента, полученные на горнодобывающих предприятиях в Польше (шахта Рудна) и Финляндии (руднике Pyhäsalmi). В районе медной шахты Рудна исследовались события с моментными магнитудами от 1.4 до 3.5 [Domański, Gibowicz, 2008]. Динамические параметры были определены примерно для 600 событий, причем все их очаги имели механизм

горизонтального сдвига. Из результатов [Domański, Gibowicz, 2008] следует, что зависимость приведенной сейсмической энергии от величины M_0 описывается моделью:

$$e_{PR} = 3.8 \cdot 10^{-10} \cdot M_0^{0.28}, \quad (1.1)$$

которой соответствует сплошная линия на рис. 1.3.3а (график 1). Соотношение (1.1) показывает, что величина e_{PR} , как и пропорциональные ей сброшенные напряжения, увеличиваются по мере роста сейсмического момента, т. е. условие подобия не выполняется.

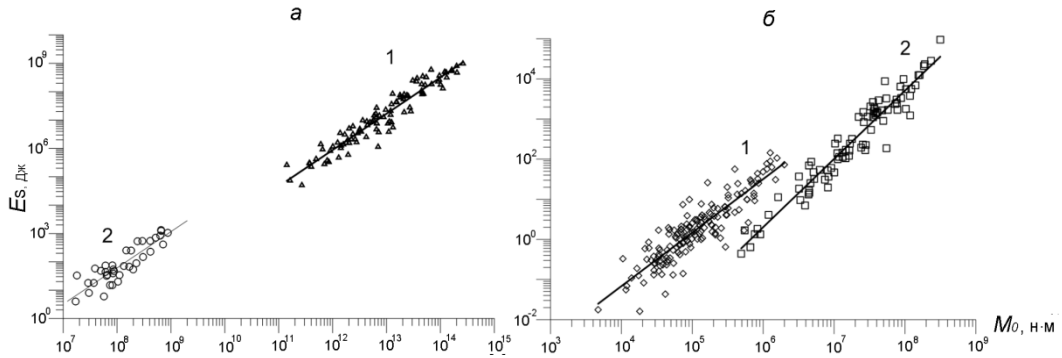


Рис. 1.3.3. Зависимость излученной энергии от величины сейсмического момента: а – для событий на шахте Рудна (1) и руднике Руха́salmi (2); б – для событий на шахте Strathcona месторождения Садбери (1) и в подземной обсерватории Манитоба, Канада (2). Здесь и далее значки – результаты измерений, линии – наилучшее приближение. Рисунок из [Беседина и др., 2015]

На рис. 1.3.3а также приведены результаты измерений E_S и M_0 для слабых сейсмических событий, возможно, вызванных горными работами на руднике Руха́salmi (график 2) [Oye et al., 2005]. Ситуация для рудника Руха́salmi, где глубина добычи достигает 1400 м (больше, чем в предыдущем примере), при довольно значительном уровне тектонических напряжений допускает описание в форме:

$$e_{PR} = 3.6 \cdot 10^{-9} \cdot M_0^{0.28} \quad (1.2)$$

где степенная зависимость от сейсмического момента такая же, как в (1.1), но коэффициент на порядок больше. В обсерватории Манитоба (Канада) регистрировались сейсмические события при буровзрывной проходке вертикального ствола диаметром 4.6 м в слаботрещиноватом граните на глубине около 400 м [Gibowicz et al., 1991]. После каждого взрыва в течение 2 ч количество событий быстро нарастало, после чего следовал экспоненциальный спад до фонового уровня. Из результатов [Gibowicz et al., 1991] следует, что модельное соотношение (регрессию, показанную на рис. 1.3.3б, график 2) для приведенной сейсмической энергии можно записать в форме:

$$e_{PR} = 3.1 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.33} \quad (1.3)$$

Для микросейсмических событий, связанных с проходкой в шахте Strathcona месторождения Садбери (Канада) на глубине около 700 м [Urbasic, Young, 1993], зависимость,

построенная по результатам измерений E_S и M_0 (рис. 1.3.3б, график 1), эквивалентна следующей модели для e_{PR} :

$$e_{PR} = 1.24 \cdot 10^{-10} \cdot M_0^{0.7} \quad (1.4)$$

Эта модель указывает на отклонение от закона подобия более существенное, чем в предыдущих примерах.

Для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0.1–4.2 [Hua et al., 2013]), была установлена степенная зависимость $e_{PR} \sim M_0^{0.63}$ с показателем степени, близким к (1.4).

Для сейсмичности, инициированной массовыми взрывами на Таштагольском руднике, в работе [Маловичко, Маловичко, 2010] получены две модельные зависимости (регрессии) излученной энергии $E_S(M_0)$ с показателями степени, существенно превышающими единицу (рис. 1.3.4а). Измерения проводились в 2006 (график 1) и 2008 (график 2) гг. в одном и том же месте до и после проведения серий взрывов с близкой массой заряда. Зависимости e_{PR} для двух графиков рис. 1.3.4а описываются выражениями:

$$e_{PR} = 4.56 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{0.97} \quad e_{PR} = 2.6 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{0.67} \quad (1.5)$$

Выражения (1.5) и рис. 1.3.4а показывают, что у событий, произошедших в 2008 г., величина излученной энергии в среднем на порядок выше, чем у событий 2006 г., но показатель степени при M_0 во втором случае меньше, чем в первом.

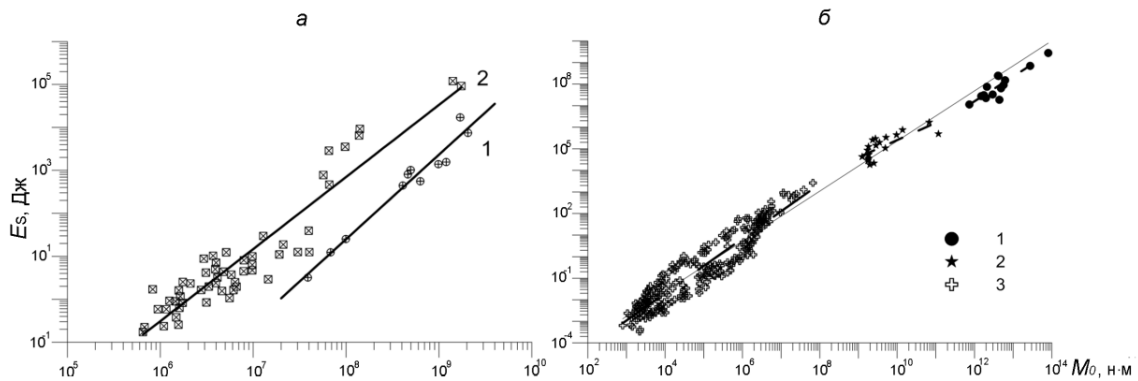


Рис. 1.3.4. Зависимость излученной энергии от величины сейсмического момента: а – для событий на Таштагольском месторождения при измерениях 2006 г. (1) и 2008 г. (2) по данным [Маловичко, Маловичко, 2010]; б – для событий на глубоких рудниках Южной Африки по данным [McGarr, 1994] – 1, [Yamada et al., 2007] – 2; [Kwiatek et al., 2011] – 3. Рисунок из [Кочарян, 2016]

На рис. 1.3.5 представлена оценка приведенной сейсмической энергии по данным о динамических параметрах очагов сейсмических событий на картерах и шахтах г. Воркута [Беседина и др., 2015]. Величина e_{PR} лежит в диапазоне $\sim 10^{-7}$ – 10^{-5} , а наилучшее степенное приближение можно записать в форме

$$e_{PR} = 5.6 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.16} \quad (1.6)$$

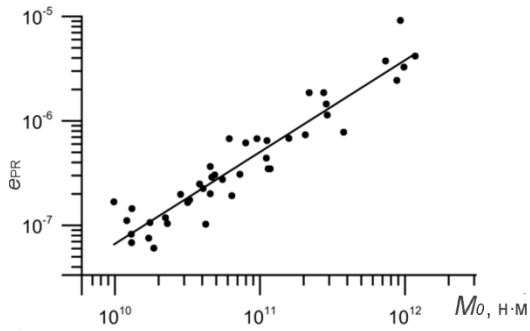


Рис. 1.3.5. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события в районе горнодобывающих предприятий Воркуты, линия – регрессия с коэффициентом детерминации $R = 0.89$, по материалам [Беседина и др., 2015]

В обобщении [Кочарян, 2016] показано, что усреднение по всем опубликованным данным по излученной сейсмической энергии приводит к зависимости $E_S(M_0)$, весьма близкой к линейной. Соответствующая ей регрессия для приведенной сейсмической энергии описывается выражением

$$e_{PR} = 2.3 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{0.04}, \quad (1.7)$$

в котором близкое к нулю значение показателя степени может свидетельствовать о выполнении закона геометрического подобия [Кочарян и др., 2016]. Этот результат, в силу пропорциональности величины e_{PR} и сброшенных напряжений $\Delta\sigma$, находится в соответствии с выводами [Baltay et al., 2011; Shaw et al., 2015] и других работ о статистической независимости $\Delta\sigma$ от сейсмического момента либо магнитуды. Согласно [Кочарян и др., 2016], соотношения подобия выполняются наиболее точно для землетрясений среднего масштаба: в диапазоне $10^{15} < M_0 < 10^{20}$ Н·м ($3.9 < M_W < 7.3$). Для слабой сейсмичности, прежде всего техногенной, отмечен значительный разброс показателей степенной зависимости e_{PR} от сейсмического момента. Для рассмотренных выше примеров регрессионных зависимостей (1.1) – (1.7) диапазон изменений этих показателей от -0.2 до 0.97, что указывает на отклонение от самоподобия очагов землетрясений [Кочарян и др., 2016]. Чем выше показатель степени в зависимости $e_{PR}(M_0)$, тем сильнее выражено отличие от самоподобия.

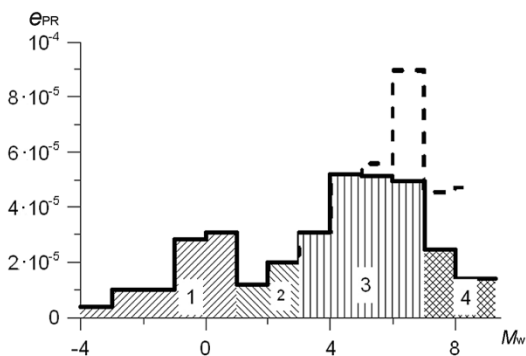


Рис. 1.3.6. Зависимость средней величины приведенной сейсмической энергии от моментной магнитуды землетрясения. Сплошная линия – зависимость для всего каталога; пунктир – для сдвигов. 1 – техногенная сейсмичность на малых глубинах; 2 – слабые землетрясения и афтершоки; 3 – область увеличения и стабилизации величины e_{PR} землетрясений среднего масштаба; 4 – область снижения величины e_{PR} крупнейших землетрясений, по материалам [Кочарян и др., 2016]

Возможные причины отклонения от закона подобия для сейсмичности, локализованной в тех или иных районах, подробно рассмотрены в [Кочарян, 2012], где отмечено, что для слабых

событий главную роль играет зависимость упругих модулей горной породы от масштаба. Это объяснение, по всей видимости, можно отнести и к Северному и Центральному Тянь-Шаню.

На рис. 1.3.6 наглядно показаны обобщенные результаты о значениях приведенной сейсмической энергии, согласно [Кочарян и др., 2016]. При построении этого рисунка данные осреднялись в интервалах магнитуды с шагом $\Delta M_W = 1$. Рисунок может рассматриваться как подтверждение, что основной диапазон изменения величины e_{PR} составляет $(0.2 - 0.8) \cdot 10^{-4}$, как было отмечено выше при обзоре результатов по сброшенным напряжениям.

На рис. 1.3.6 видно, что увеличение e_{PR} с ростом масштаба событий имеет место на участке 1, соответствующего данным для шахтной сейсмичности, и на участке 2 в области средних магнитуд. Для наиболее сильных событий с $M_W > 7$ прослеживается некоторое снижение значений e_{PR} .

1.4 Выводы

1. Сейсмичность в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахской плиты (Северный Тянь-Шань) является проявлением современных региональных и локальных геодинамических (тектонических) процессов. Данные о геологическом строении этого региона и современной геодинамике не могут объяснить особенности сильных землетрясений на его территории: геофизические предвестники отсутствуют или выражены значительно слабее, чем в других регионах.
2. Для продвижения исследований возможностей прогноза ЗЛТ в Северном Тянь-Шане важно изучение очаговых параметров землетрясений и параметров напряженно-деформированного состояния среды. Для этого актуально массовое определение кинематических (фокальных) и динамических параметров землетрясений и создание банков данных, включающих сильные, умеренные и, по возможности, слабые сейсмические события.
3. Наличие современной цифровой сейсмологической сети KNET и сети глобальной системы спутниковой навигации (ГНСС) на территории Бишкекского геодинамического полигона обеспечивает возможность все более подробного исследования ключевых проблем геодинамики и сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня. Сейсмические данные предоставляют существенную часть информации о напряженном состоянии земной коры, сравнение которой с данными ГНСС-наблюдений представляет значительный интерес.

Глава 2. KNET – особенности первичной обработки данных и подготовки локального каталога землетрясений

2.1. Киргизская сейсмологическая сеть KNET – инструмент сейсмологических исследований

Киргизская цифровая широкополосная сейсмическая сеть KNET (эксплуатируется Научной станцией РАН) была установлена вокруг г. Бишкека в августе–сентябре 1991 года. Сеть представляет собой часть совместной Сейсмической программы США–СССР, осуществляемой в рамках Договора об ограничении подземных испытаний ядерного оружия. Создание сети KNET стало результатом совместных усилий ряда институтов двух стран – в частности, Института геофизики и планетарной физики при Калифорнийском университете в г. Сан-Диего (США, IGPP-UCSD), Университета штата Индиана (США), Киргизского института сейсмологии (КИС), российских Института высоких температур (ИВТАН) и Института физики Земли (ИФЗ РАН). До установки сети KNET большинство станций в Центральной Азии работало на аналоговом оборудовании с ограниченными частотными характеристиками. Установка сети KNET вокруг г. Бишкека была обусловлена необходимостью сбора записей в режиме, близком к квазиреальному времени, и оперативной досягаемости станций для их обслуживания.

Сейсмологическая сеть KNET состоит из 10 цифровых широкополосных станций, на каждой из которых установлен сейсмологический датчик STS-2 [Streckeisen, 1990]. Шесть станций KNET пространственно окружают столицу Киргизии г. Бишкек и расположены вдоль бортов Чуйской долины (рис. 2.1). Три станции северного эшелона установлены в зоне южных предгорий Чу-Илийских гор. Средний широтный ряд из трех сеймостанций расположен вдоль северных отрогов Киргизского хребта. И наконец, 4 станции самого южного эшелона охватывают территорию от Суусамырской впадины до юго-западного обрамления Иссык-Кульской депрессии.

В 1995 году проведена большая работа по модернизации станций сети, направленная на повышение их чувствительности. На всех станциях сети была установлена новая 24-разрядная аппаратура, позволившая значительно расширить динамический диапазон регистрируемых сейсмических процессов (с 90 до 140 дБ). Это, в свою очередь, значительно улучшило качество регистрации землетрясений и их обработку на ЭВМ, в том числе и слабых событий с $K < 6$. К концу 1995 года в основном были закончены работы, связанные с отладкой телеметрической системы.

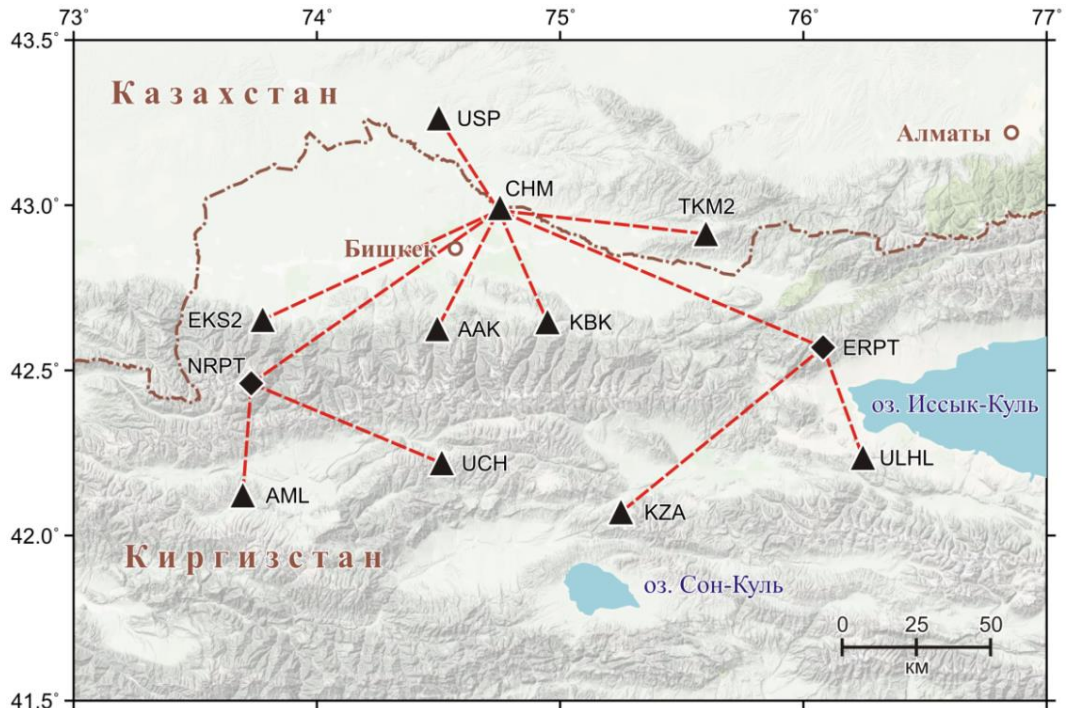


Рис. 2.1. Расположение станций киргизской сейсмологической сети KNET. Треугольники – сейсмостанции; пунктирные прямые линии – телеметрические связи между станциями и ретрансляторами для управления и передачи данных. Ромбы – положение ретрансляторов.

С июля 1998 года сейсмологическая сеть KNET получила новое развитие, и начала работать в режиме реального времени. Модернизация системы позволила одновременно организовать передачу сейсмологических данных по каналу Ethernet в Институт сейсмологии НАН КР (ранее КИС) и на Научную станцию РАН. До 2001 г. данные параллельно поступали в IGPP-UCSD, а после стали передаваться в сейсмологический центр IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) [Types ...]. Передача сейсмологических данных через океан стала возможной благодаря организации канала Internet при поддержке фонда CRDF (*U.S. Civilian Research & Development Foundation*).

С мая 2003 года сейсмологические бюллетени, полученные на основе данных KNET, используются при составлении каталогов ISC (*International Seismological Centre, United Kingdom*). В конце 2005 года по проекту CRDF (соруководитель от НС РАН Л.М. Богомолов) было приобретено два сервера Sun Fire V240 и LCD-монитор Sony SDM-HS75, которые позволили перевести обработку данных на новый качественный уровень. Один из серверов был установлен на центральном узле – станция CHM, второй – на узле НС РАН.

С 2008 года прекращена финансовая поддержка обслуживания станций сети KNET со стороны IRIS, и вся нагрузка по поддержанию работоспособности сети легла на НС РАН, которая продолжает обслуживать эту сеть и по настоящее время.

За время работы сети в НС РАН накоплен архив сейсмических записей за 1994–2022 гг. До 1999 года архивные сейсмические данные записывались на кассетных магнитных лентах, а с 1999 года данные хранятся на CD-дисках и на жестких дисках сервера. В настоящее время общий объем первичных данных по сети KNET составляет более 2 ТБ.

В настоящее время KNET является уникальным инструментом для проведения различных сейсмологических исследований. Многие ученые из разных стран активно используют данные этой сети при решении различных научных задач. Темы этих работ разнообразны: распределение сейсмической скорости и строение структур Тянь-Шаня и Центральной Азии [Mellors, 1995; Mellors et al., 1997; Ghose et al., 1998]; градуированные записи для изучения распространения сейсмических волн [Pavlis et al., 1994; Levshin, Ritzwoller, 1995]; исследования, связанные с возможностью контроля ядерных взрывов и изучением порога обнаружения [Vernon, Mellors, 1995; Mahdi, Pavlis, 1998]; исследования глубинных структур Земли [Адамова, 2003; Сабитова и др., 2001, 2006, 2009] и многое другое. Благодаря сейсмологическим данным KNET стало возможным массовое определение механизмов очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня [Сычева и др., 2005, 2008] и расчет их динамических параметров [Сычева, Богомолов, 2014, 2016]. Эти данные позволили обнаружить новые проявления триггерных эффектов в сейсмичности при воздействиях магнитных бурь с резким началом [Сычева и др., 2011; Сычева, 2022] и электромагнитных зондирований коры на Бишкекском геодинимическом полигоне [Сычев и др., 2010].

Материалы о сейсмичности Северного Тянь-Шаня, полученные при помощи сети KNET, широко представлены в монографии «Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия)» [Современная..., 2005], где обобщение этих материалов проведено с позиций современной геодинамики. Через 14 лет после выхода в свет коллективной монографии [Современная..., 2005], ставшей классической, вышла монография [Сычева и др., 2020], где изложены разнообразные вопросы углубленной обработки и интерпретации сейсмологических данных сети KNET. В этой монографии также представлены результаты, демонстрирующие значительное продвижение в исследовании очаговых параметров землетрясений Северного Тянь-Шаня, достигнутое на основе данных сети KNET.

Успех решения различных сейсмологических задач, основанных на анализе волновых форм, в большей степени зависит от качества данных. В связи с чем в работе проведен анализ уровня сейсмического шума станций сети [Sycheva et al., 2020; Sycheva, Mansurov, 2019; авт. свид. Мансуров, Сычев, Сычева, 2020].

2.1.1. Исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET

В работе [Сычева, Мансуров, 2018] представлены результаты исследования станционных поправок (*site-effect*) станций сети KNET на основе записей землетрясений и сейсмического шума по методике [Nakamura, 1989]. Для высокогорных станций, расположенных южнее оси Киргизского хребта – AML, UCH и KZA, было получено несколько часто встречающихся вариантов отклонений отношения спектра горизонтальной компоненты к вертикальной (H/V) от типичного для этих станций. Такая проблема могла возникнуть, если по одному из каналов значительно изменялся (возрастал или уменьшался) уровень шума. Причина этого явления не была выяснена, предлагалось одно объяснение, связанное с климатическими условиями места расположения станций. За время работы сети накопился большой архив непрерывных цифровых записей, который позволил оценить уровень сейсмического шума станций сети KNET, характерный для разных времен суток, времен года, и его изменение во времени. Ниже представлены описание данных, методика и результаты исследований по оценке уровня сейсмического шума станций сети KNET.

2.1.1. Исходные данные и методика

С июля 1998 года сейсмологическая сеть KNET работает в режиме реального времени, что обеспечивает получение непрерывных данных почти в полном объеме (98–99%). Для исследования уровня сейсмического шума станций сети KNET были рассмотрены цифровые записи с частотой 100 Гц за период с начала 1999-го до середины 2017 года. Из непрерывных записей были сформированы отрезки (сегменты) сейсмического шума длительностью 15 минут (900 с). Сегменты выбирались за четыре интервала времени суток с разницей в 6 часов: 00, 06, 12 и 18 часов UTC. Указанные интервалы времени суток выбирались из четырех месяцев разных времен года – марта, сентября, июня и декабря, для каждого исследуемого года (1999–2017). Указанные месяцы выбраны как месяцы весеннего и осеннего равноденствия, а так же месяцы с самой продолжительной и короткой ночью. Анализ сегментов сейсмического шума, соответствующих критериям выбора, позволит в дальнейшем выяснить, зависит ли уровень сейсмического шума от времени года и времени суток и меняется ли он из года в год. В результате было сформировано около 240000 записей (сегментов) сейсмического шума. Из этого числа были использованы сегменты, в которых не было обнаружено сейсмических событий, микросейсм и импульсных помех. На рис. 2.1.1 в качестве примера представлены оригинальные и фильтрованные записи сейсмического шума длительностью 15 минут (900 с) по всем станциям сети KNET. Аналогичные графики были использованы при просмотре и отборе данных для анализа.

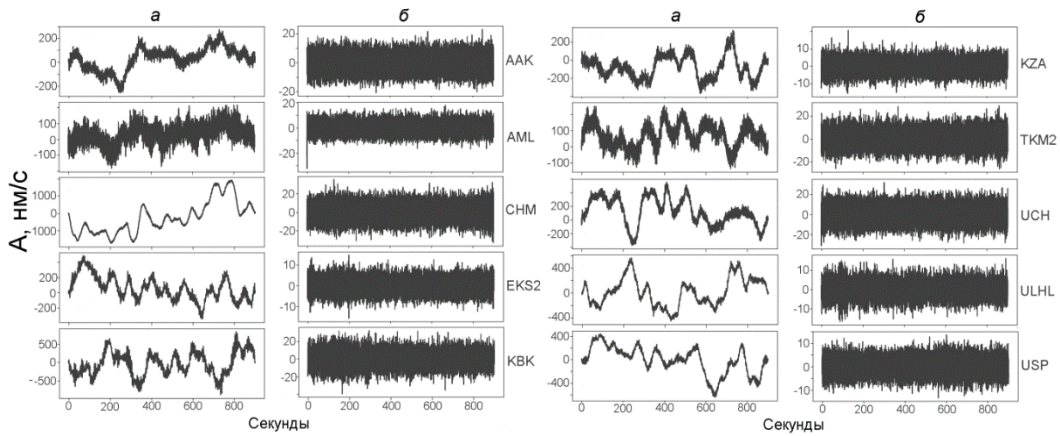


Рис. 2.1.1. Пример записи сейсмического шума по станциям сети KNET: а – оригинальные; б-фильтрованные

Частотный состав сейсмического шума изучался путем построения *вероятностной спектральной плотности мощности* (ВСПМ) сейсмического шума для всех трех измеряемых компонент (E , N , Z). Суть этой методики, подробно описанной в [McNamara, Buland, 2004], состоит в следующем.

Для каждого канала станции формируются наборы (выборки) рассматриваемых сегментов сейсмической записи (примеры критериев формирования наборов: записи за определенный год, за определенное время суток, все исследуемые записи).

Для каждого рассматриваемого сегмента вычисляется спектральная плотность мощности (СПМ), в частотной области производится пересчет от измеряемых сейсмодатчиком значений скорости к значениям ускорения. Традиционно вместо зависимости СПМ от частоты рассматривается зависимость СПМ от периода колебаний.

Для всего набора исследуемых сегментов выбираются узловые значения периода с шагом в $1/8$ октавы, и СПМ каждого отрезка передискретизируется к этим значениям периода со сглаживанием.

Также для всего набора данных исследуемый диапазон значений СПМ разбивается на поддиапазоны шириной в 1 дБ каждый, и строится матрица *вероятностной спектральной плотности мощности* (ВСПМ), в которой каждый столбец соответствует узловому значению периода, а каждая строка – поддиапазону значений СПМ [авт. свид., Мансуров, Сычев, Сычева, 2020]. Значение каждого элемента матрицы рассчитывается как доля количества сегментов (в исследуемом наборе), для которых на соответствующем узловом периоде значение СПМ попадает в соответствующий поддиапазон.

Полученные матрицы спектров мощности визуализируются в виде карт (тепловых карт от англ. heatmap).

Таким образом, каждый сегмент оставляет на тепловой карте ВСПМ «след» в форме пикселизованного графика его СПМ. Чем больше сегментов вошло в тепловую карту, тем «бледнее» след каждого отдельного сегмента, но когда на каких-то частотах значения СПМ многих сегментов близки и попадают в один диапазон, их «следы» складываются и становятся более яркими. Так как, по сути, каждый столбец матрицы ВСПМ является плотностью распределения значения мощности, то у этой плотности можно рассчитать среднее значение и построить кривую зависимости среднего значения ВСПМ от частоты. Также можно визуально выделить максимум (моду) и рассмотреть кривую максимума ВСПМ.

Для формирования сегментов сейсмического шума, графического построения волновых форм, просмотра данных и построения ВСПМ использовались авторские программы с привлечением дополнительных библиотек. Для работы с данными в формате miniSEED была использована библиотека obsPy (*A Python Toolbox for seismology/seismological observatories*) [A Python Toolbox ...]. Из этой же библиотеки был использован класс PPSD для автоматизации расчета и изображения матриц ВСПМ. В документации этой библиотеки отмечено, что алгоритмы расчета СПМ основаны на методике, описанной в [McNamara, Buland, 2004], а информация об эталонной модели высокого (*NHNM*) и низкого (*NLNM*) уровня шума использована из [Peterson, 1993]. В [Peterson, 1993] они обозначены как *NHNM* и *NLNM* соответственно; в целях улучшения читаемости в данной работе для них будут использоваться обозначения *HiMdl* и *LoMdl*.

В результате обработки по каждому каналу (*E*, *N*, *Z*) были построены ВСПМ сейсмического шума для следующих наборов данных:

1. За весь период исследования;
2. За весь период исследования по четырем временам суток (00, 06, 12 и 18 часов, время UTC);
3. За весь период исследования по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь);
4. По каждому году исследования (1999–2017);
5. По каждому году исследования (1999–2017) по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь).

2.1.2 Результаты исследования

Результаты исследования приводятся по каждой группе исследуемых данных.

Результаты по всем данным за весь период исследования

Количество сегментов (*n*), обработанных по всему набору данных, даты первого и последнего сегментов по каждой станции сети представлены в табл. 2.1.1. Всего обработано ~50 000 сегментов сейсмического шума, среднее число сегментов по каждому каналу всех

станций сети составило ~16 500. Для каждой станции было обработано приблизительно равное (разница может составлять несколько сегментов) количество записей по каждому из каналов. Максимальное количество сегментов обработано по станциям UCH ($n \cong 2260$ по каждому каналу) и ААК ($n \cong 2130$ по каждому каналу), минимальное по станции КВК ($n \cong 740$ по каждому каналу). При просмотре сегментов сейсмического шума станции КВК на записях часто обнаруживались сигналы высокой амплитуды неясной природы (не землетрясения). При отсутствии таких сигналов на остальных станциях сети эти записи были исключены из анализа.

Таблица 2.1.1. Период и количество обработанных сегментов сейсмического шума по каждому каналу станций сети KNET

Количество	Канал	Станции									
		ААК	АМL	СНМ	ЕКС2	КВК	КЗА	ТКМ2	UСН	ULHL	UСР
	Е	2134	1475	1915	1544	735	1397	1223	2354	1836	1917
	N	2133	1475	1910	1547	735	1395	1218	2357	1836	1927
	Z	2133	1474	1914	1548	736	1394	1215	2358	1836	1920

Примечание. Дата начала для всех станций – 01.03.1999; дата конца 30.06.2017 – для станций ААК, АМL, СНМ, ТКМ2, UСР 29.09.15 – для станции КЗА; 28.06.2017 – для станции КВК; 29.06.2017 – для станций UСН, ULHL; 14.06.2017 – ЕКС2.

Тепловые карты плотности спектра мощности сейсмического шума для каждого канала станции относительно моделей из [Peterson, 1993] представлены на рис. 2.1.3. При рассмотрении тепловых карт можно оценить как положение кривой максимума ВСПМ относительно модельных кривых на разных периодах спектра, так и разброс значений мощности в пределах выборки на разных частотах. Положение максимума ВСПМ относительно моделей говорит об уровне шума станции, разброс значений мощности – об устойчивости (стабильности) ее работы.

Положение кривой максимума СПМ. Как видно из рис. 2.1.3, положение максимума ВСПМ относительно моделей меняется в зависимости от периода, поэтому полученные спектры рассматривались на четырех периодах: 0.02–1, 1–5, 5–10 и 10–100 с. В зависимости от положения максимума ВСПМ относительно моделей на каждом рассматриваемом периоде были приняты следующие обозначения: «L~» – близко к модели низкого уровня шума *LoMdl*, «~Н» – близко к модели высокого уровня шума *HiMdl*, «L~М» – ниже середины между моделями, «М~Н» – выше середины между моделями, «Н<» – выше *HiMdl*. Согласно принятым обозначениям составлена таблица [Sycheva et al., 2020, табл. 3 стр. 28], которая содержит информацию об отклонениях от моделей на рассматриваемых диапазонах периодов для каждого канала каждой станции. Ячейки таблицы закрашены в соответствии с оценкой, чем светлее цвет, тем максимум ВСПМ ближе к нижней модели (низкий уровень шума).

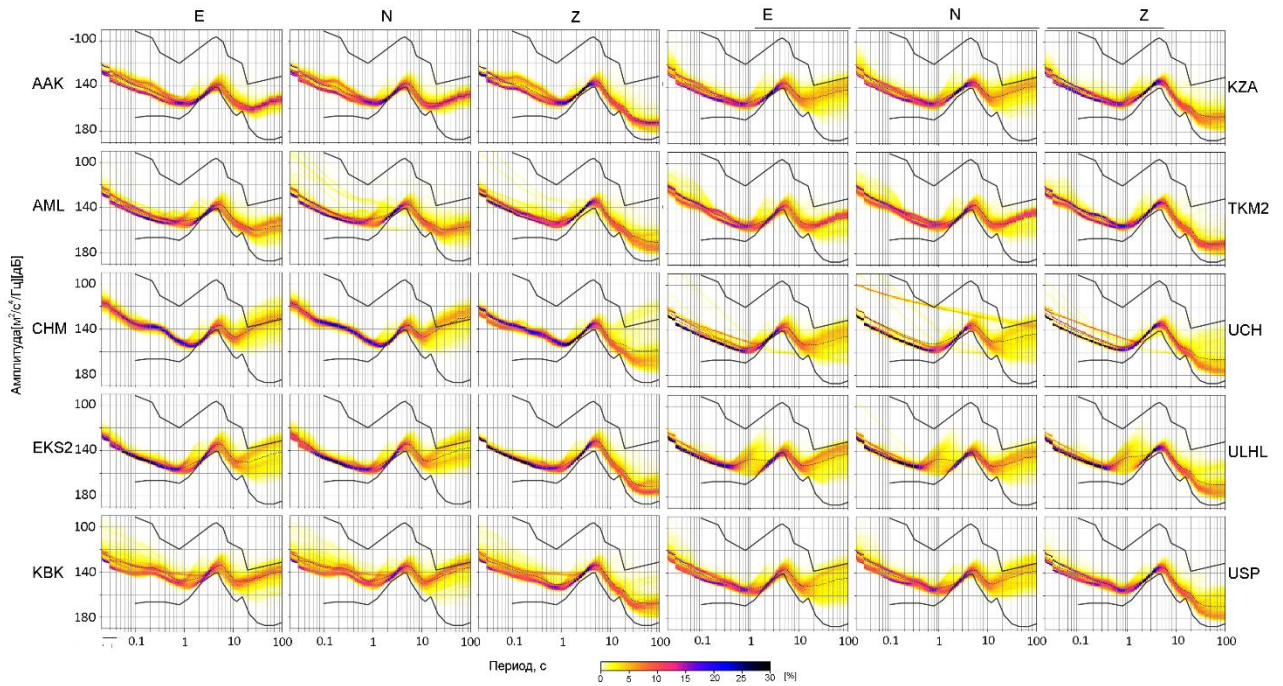


Рис. 2.1.3. ВСПМ сейсмического шума по всем каналам станций сети KNET (10 станций), построенные по всему набору данных. Тонкой черной пунктирной линией на этом и всех последующих рисунках ВСПМ показана кривая зависимости среднего значения ВСПМ от частоты

Каналы. Анализ таблицы [Sycheva et al., 2020, табл. 3, стр. 28] и рис. 2.1.3 показал, что наилучшим является вертикальный канал: максимум ВСПМ для всех станций сети находится ниже середины между двумя моделями (L~M) на периодах до 1 с и близко к нижней модели на остальных периодах (L~).

Диапазон периодов 0.02–2 с. Положение максимума ВСПМ для всех станций сети на этом участке спектра находится ниже середины между двумя моделями (L~M). Ближе всего к *LoMdl* находятся максимумы ВСПМ для станций AAK, AML, EKS2, KZA, UCH и USP.

Диапазон периодов 2–5 с. На этом участке спектра положение максимума ВСПМ для всех станций совпадает с нижней моделью или находится чуть выше ее. Это означает, что станции сети на этих периодах имеют минимальный уровень шума.

Диапазон периодов 5–10 с. В этом диапазоне максимум ВСПМ для всех станций также находится чуть выше нижней модели, что означает минимальный уровень шума.

Диапазон периодов 10–100 с. Положение максимума ВСПМ на рассматриваемом участке не совпадает как между каналами, так и между станциями. Как было указано выше, для вертикальных каналов станций максимум ВСПМ находится чуть выше нижней модели. Максимумы ВСПМ горизонтальных каналов по станциям AAK, AML и TKM2 расположены чуть выше середины между двумя моделями, по станциям KZA, UCH и ULHL граничат с верхней моделью, а для станций CHM, EKS2, KBK и USP даже превышают уровень верхней модели.

Разброс значений мощности в пределах выборки. Большое количество анализируемых данных создает необходимость ввести некоторую сводную оценку, которую условно можно назвать «качеством». Присвоение оценки (I, II или III) может зависеть как от разброса спектров отдельных сегментов сейсмического шума (чем больше разброс, тем ниже качество), так и от смещения максимума ВСПМ вверх относительно нижней модели (чем ближе к нижней модели, тем выше качество).

Как видно из рис. 2.1.3, для станций сети разброс значений мощности в пределах выборки меняется в зависимости от рассматриваемого периода. Результаты анализа значений плотности распределения (дисперсии) на разных диапазонах периодов с применением вышеописанных оценок (I – минимальный разброс между спектрами отдельных сегментов сейсмического шума, высокое значение плотности спектра мощности; II – есть небольшой разброс; III – большой разброс) представлены в таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 4, стр. 31].

Каналы. Чаще всего хорошее согласование между спектрами отдельных сегментов на всех периодах наблюдается на Z-канале (I – 24 раза, II – 8, III – 8). Большее количество оценок I по всем каналам зафиксировано на станциях СНМ, ААК и ТКМ2 (9, 8 и 8), меньше – на станциях КВК и ULHL (1, 1). Максимальное количество оценок III наблюдается на станциях UCH и КВК (8, 4), на станциях ААК и ТКМ2 эти оценки отсутствуют. На станциях АМЛ и UCH разброс между спектрами в пределах выборок больше связан с отдельными значительными отклонениями от типичного спектра мощности.

Диапазон периодов 0.02–2 с. Значительный разброс между спектрами отдельных сегментов наблюдается на станциях АМЛ, UCH, и КВК. На остальных станциях наблюдается хорошее согласование или небольшая дисперсия.

Диапазон периодов 2–5 с. На этих периодах небольшая дисперсия наблюдается по станциям АМЛ, КВК и ULHL на всех каналах, а большая – на N-канале станции UCH.

Диапазон периодов 5–10 с. Для рассматриваемого периода незначительный разброс между спектрами наблюдается на N-каналах станций ЕКС2, КВК, КЗА, ULHL, USP; большая дисперсия – на N-канале станции UCH.

Диапазон периодов 10–100 с. Дисперсия велика по всем каналам всех станций, значительные расхождения между отдельными спектрами на этом периоде наблюдаются для станций СНМ, ЕКС2, КЗА, UCH, ULHL и USP.

Результаты за весь период исследования по четырем временам суток

Количество сегментов сейсмического шума, обработанных по временам суток (00, 06, 12 и 18 часов UTC) по каждому каналу станций сети KNET, представлено в таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 5, стр. 31]: наибольшее количество сегментов обработано по станции UCH (8110) и ААК (7367), минимальное по станции КВК (2672). Количество обработанных сегментов по

временам суток (UTC): ноль часов – 26476, шесть часов – 6590, двенадцать часов – 6402, восемнадцать часов – 10124. Такое количественное соотношение может косвенно свидетельствовать о том, что в утренние (00 часов UTC – 6 утра местного времени) и ночные (18 часов UTC – полночь местного времени) часы сейсмический шум свободен от импульсных помех.

Предварительный просмотр 120 тепловых карт (10 станций, 3 канала, 4 времени суток) показал, что положение максимума ВСПМ практически не зависит от времени суток. Поэтому при анализе данных на оценку качества в основном влиял разброс между спектрами отдельных сегментов на разных периодах (дисперсия). Результаты анализа ВСПМ с использованием вышеприведенных оценок качества представлены в таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 6, стр. 32]. Посредством подсчета оценок по всем станциям за конкретное время суток получен следующий результат: ноль часов UTC – (I – 22 раза, II – 7, III – 1), шесть часов – (I – 7, II – 20, III – 3), двенадцать часов – (I – 10, II – 11, III – 9) и восемнадцать часов – (I – 14, II – 9, III – 7 раз). На основе полученных соотношений оценок I, II и III для каждого времени суток можно сделать вывод, что наилучшими часами работы для станций сети являются 00:00 UTC, что соответствует шести часам утра местного времени; наибольшая дисперсия в ВСПМ наблюдается в 12:00 UTC, что соответствует шести часам вечера местного времени.

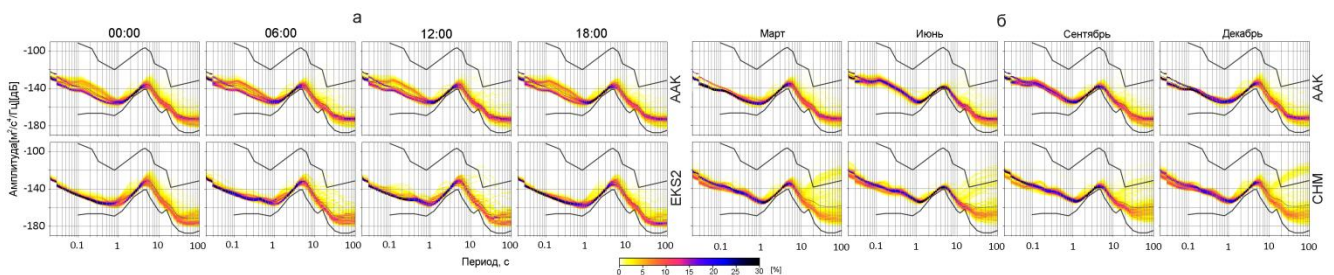


Рис. 2.1.4. ВСПМ сейсмического шума (канал Z): а – по временам суток (станции ААК и ЕКС2); б – по временам года (ААК и СНМ)

На рис. 2.1.4а представлены ВСПМ двух станций – ААК и ЕКС2 для разных времен суток. Первая станция находится в штольне, расположенной в ущелье Ала-Арча на высоте 1680 м, вторая – на склоне горы на высоте 1360 м. Разница в характеристиках ВСПМ в разные часы для станции ААК практически не наблюдается, а для станции ЕКС2 уровень сейсмического шума на периодах более 10 секунд зависит от времени суток. В дневные часы наблюдается рост дисперсии между спектрами отдельных сегментов.

Результаты за весь период исследования по четырем временам года

Количество сегментов сейсмического шума, обработанных по временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь) по каждому каналу станций сети KNET представлено в таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 7, стр. 32].

Наибольшее количество сегментов обработано по станции UCH (7796) и ААК (7041), минимальное – по станции КВК (2487). Соотношение количества обработанных сегментов по временам года: март – 16052, декабрь – 14081, июнь – 10378, сентябрь – 9080. Такое количественное соотношение может косвенно свидетельствовать о том, что лучшим месяцем для станций является март, а худшим сентябрь.

Для оценки ВСПМ сейсмического шума для каждого времени года использовался такой же подход, какой был описан выше. Распределение мощности сейсмического шума оценивалось отдельно по каждому из диапазонов: 0.02–2 с, 2–5 с, 5–10 с и 10–100 с. Внутри этих диапазонов периодов в зависимости от времени года по-разному меняется как положение максимумов ВСПМ, так и разброс между спектрами отдельных сегментов. Результаты просмотра ВСПМ (120 тепловых карт) сведены в таблицу [Sycheva et al., 2020, табл. 8, стр. 34–35].

В таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 9, стр. 35] представлено суммарное распределение оценок для каждого исследуемого времени года и рассматриваемого диапазона периодов.

Согласно таблице [Sycheva et al., 2020, табл. 9, стр. 35] наиболее чувствительным к изменениям времени года является диапазон периодов 5–10 с (большее количество высоких оценок в теплое время года и меньшее – в холодное), наименее чувствительным – диапазон периодов 2–5 с (все месяцы года имеют близкое количество высоких оценок). Для больших периодов (10–100 с) характерна нестабильность уровня сейсмического шума для всех времен года. На высоких частотах (0.02–2 с) менее благоприятным является сентябрь.

Если не рассматривать длиннопериодные колебания (10–100 с), то все станции, за исключением КВК, АМЛ и UCH, можно считать стабильными к изменениям времени года. На практике данный диапазон периодов (10–100 с) может содержать сигнал только от необычайно сильных землетрясений.

Март является лучшим временем года для станций ТКМ2 и АМЛ, июнь – для станций ААК, СНМ, ЕКС2, USP, KZA, сентябрь – для станций СНМ и USP, декабрь – для станций КВК, KZA, ТКМ2, UCH, ULHL.

На рис. 2.1.4б представлены ВСПМ двух станций по временам года – ААК и СНМ. Станция ААК расположена в ущелье на высоте 1680 метров над уровнем моря, а станция СНМ – на склоне низкой горы (высота 655 м). Качество работы станции ААК мало зависит от времени года, а станция СНМ чувствительна ко времени года на периодах более 10 с. На этих периодах в холодное время года возрастает дисперсия распределения. На рис. 2.1.5 представлена ВСПМ сейсмического шума для разных времен года (март, июнь, сентябрь, декабрь) по всем каналам (*E*, *N*, *Z*) для станции КВК. Лучшим временем года для этой станции являются март и декабрь.

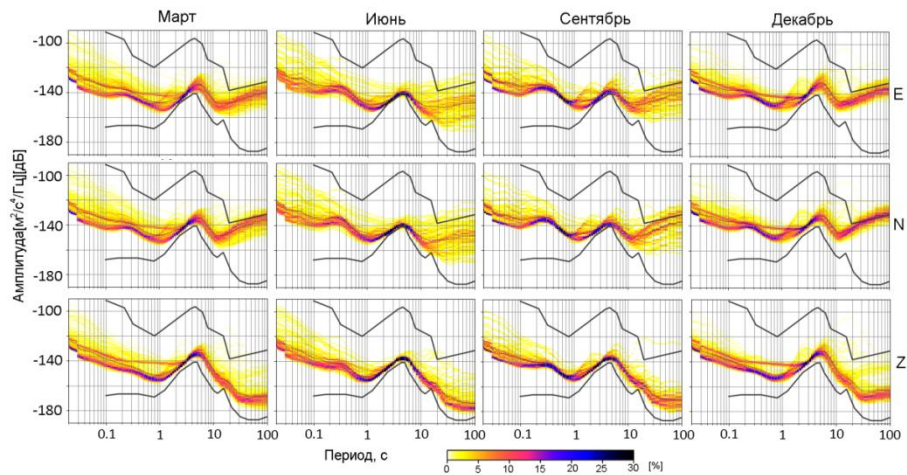


Рис. 2.1.5. ВСПМ станции KBK по всем каналам за март, июнь, сентябрь, декабрь

Высокогорные станции сети KNET

Высокогорные станции сети расположены в горах Северного Тянь-Шаня: AML – в Суусамырской долине, KZA – в горах Кызарт, UCH – недалеко от перевала Учтор. Станция AML находится на высоте 3400 м, KZA – 3520 м и UCH – 3850 м.

В горах Северного Тянь-Шаня представлены три типа рельефа: горный комплекс, предгорный комплекс и внутригорные впадины. Имеющиеся типы горного рельефа во многом определяют и климатические особенности Северного Тянь-Шаня. Его климат, как и любого горного района, связан с вертикальной поясностью, широтой и долготой местности, удаленностью от озер и морей. С увеличением высоты относительно уровня моря климат меняется от увлажненного теплого до очень холодного влажного. В целом Северный Тянь-Шань по условиям циркуляции воздушных масс относится к умеренному поясу, при этом предгорья характеризуются умеренно теплым климатом, а высокогорье находится в умеренном и холодном климатах. Режим ветров определяют горы как препятствие свободному передвижению воздушных потоков. Горы задерживают влагу и вызывают местные ветры, которые ночью дуют с гор в долину (горные ветры), а днем, наоборот, в горы (долинные ветры). Иногда они достигают силы 20–30 м/с. Большой же частью в летние месяцы на Северном Тянь-Шане стоит тихая, маловетренная погода [Рельеф ...].

Для трех областей Северного Тянь-Шаня – Суусамырской долины (станция AML), гор Кызарт (станция KZA) и перевала Учтор (станция UCH) климатические характеристики – распределение осадков, ход годовой температуры, скорость ветра и его направление, полученные на основе усреднения за 30-летний период наблюдений [Климат Алмалу ..., Климат Кызарт ..., Климат перевал Учтор ...], представлены на рис. 2.1.6. Для всех этих областей можно отметить общие черты: в холодное время года скорость ветра выше и может

достигать 20 км/час, температура воздуха может опускаться до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, преобладающее направление ветра с севера на юг.

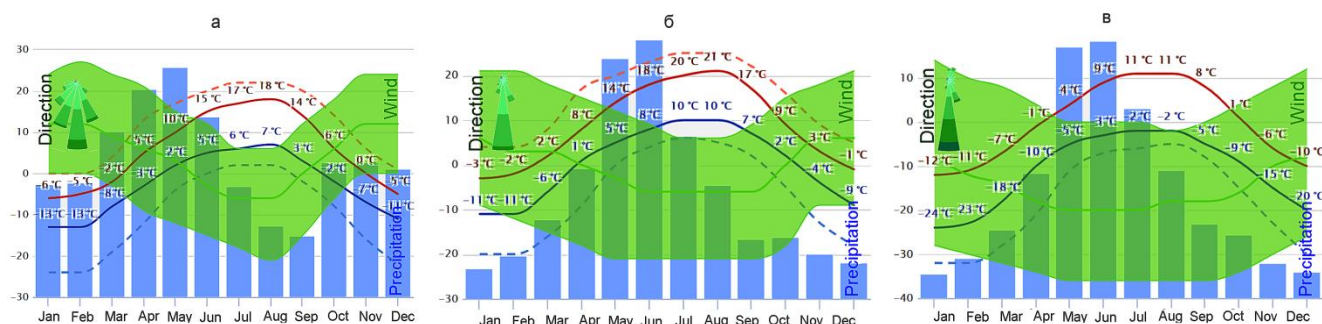


Рис. 2.1.6. Некоторые многолетние климатические характеристики Суусамырской долины [Климат Almalu ...] (расположена станция AML), гор Кызарт (KZA) [Климат Кызарт...] и перевала Учтор (UCH) [Климат Перевал Учтор ...]: а – AML; б – KZA; в – UCH

Если рассматривать типичное распределение ВСПМ по исследуемым станциям и ее положение относительно моделей из [Peterson, 1993], то на периодах 0.02–10 с их можно отнести к малозумящим станциям. Однако, наряду с типичным распределением по рассматриваемым станциям, наблюдаются отклонения уровня сейсмического шума. Рассмотрим результаты, полученные по каждой станции.

AML. ВСПМ сейсмического шума, построенные по временам суток и временам года для станции AML, представлены на рис. 2.1.7. Лучшим каналом для этой станции является горизонтальный канал *E*: наблюдается минимальное число отклонений сейсмического шума от типичного распределения. Максимум таких отклонений приходится на канал *N*, меньшее число – на *Z*-канал. Наличие отклонений во все времена суток (рис. 2.1.7а) на двух компонентах станции указывает на то, что это явление не зависит от времени суток. Напротив, ВСПМ сейсмического шума, построенные по временам года (рис. 2.1.7б), показывают, что лучшими для этой станции являются март и декабрь: в первом случае отклонения сейсмического шума от типичного распределения ВСПМ отсутствуют, а в декабре их число минимально. В декабре также наблюдается минимальный разброс уровня сейсмического шума на периодах 10–100с. Проблемными месяцами для этой станции являются июнь и сентябрь. С мая в Суусамырской долине наблюдается массовое таяние ледников, которое продолжается все летнее время, включая сентябрь, что может приводить к затоплению бункера с сейсмическим датчиком талой водой. В сентябре начинается сезон частых ветров, что также может влиять на работу сейсмометра.

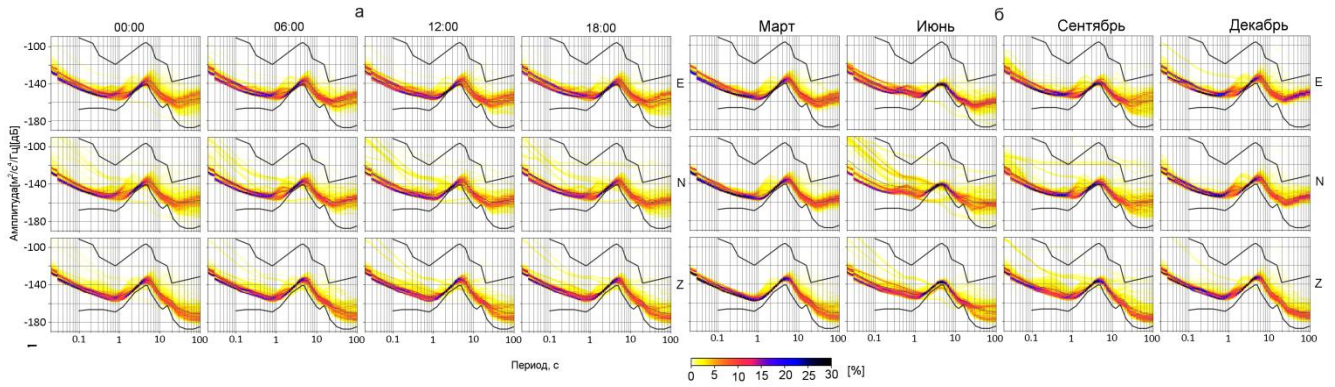


Рис. 2.1.7. ВСПМ сейсмического шума станции AML по всем каналам по временам суток (а) и временам года (б)

KZA. На тепловых картах, построенных для станции KZA (рис. 2.1.8), наблюдается меньшее число отклонений уровня сейсмического шума от типичного распределения по сравнению со станцией AML, но отмечается возрастание разброса ВСПМ, который не зависит от времени суток (рис. 2.1.8а), а определяется временем года (рис. 2.1.8б). На периодах 10–100 с отмечается высокий разброс уровня сейсмического шума во все рассматриваемые времена, исключение составляет декабрь. На периодах 0.02–10 с лучшим временем года для этой станции является март и июнь. Худшим месяцем для станции KZA, как и для станции AML, является сентябрь.

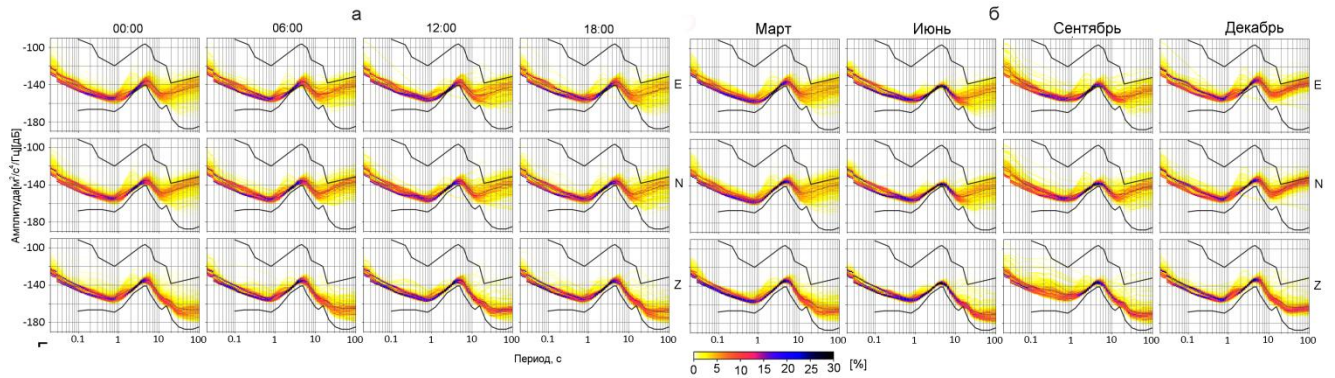


Рис. 2.1.8. ВСПМ сейсмического шума станции KZA по всем каналам по временам суток (а) и временам года (б)

УСН. Станция УСН является самой высокогорной станцией сети (3850 м). Анализ ВСПМ этой станции по временам суток (рис. 2.1.9а) и временам года (рис. 2.1.9б) показал наличие наибольшего числа отклонений от типичного распределения по отношению к станциям AML и KZA. Меньшее число отклонений отмечено на *E*-компоненте. Менее благоприятным для этой станции по количеству отклонений является сентябрь. Для периодов 0.02–10 с лучшими месяцами являются март и июнь, а для периодов 10–100 с – декабрь.

Наличие отклонений от типичного распределения ВСПМ во все времена суток на всех станциях указывает на то, что явления, вызывающие повышение уровня сейсмического шума,

не связаны со временем суток, а объясняются изменением климатических условий, связанных со временем года.

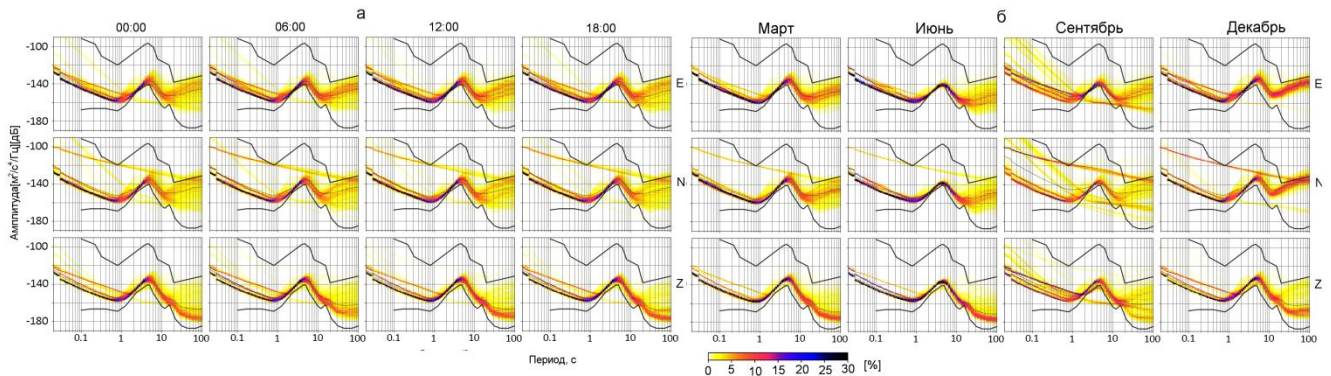


Рис. 2.1.9. ВСПМ сейсмического шума станции UCH по всем каналам по временам суток станции (а) и временам года (б)

На всех рассматриваемых станциях в отдельные месяцы наблюдается большой разброс данных на периодах 10–100 с (низкие частоты). Такое возрастание уровня сейсмического шума на низких частотах можно объяснить влиянием сильного ветра. Это отмечал и академик Б.Б. Голицын. В работе [Sannikov, Leskova, 2005] показано, что скорость ветра сильнее влияет на работу горизонтальных компонент. Согласно рис. 2.1.6, во всех рассматриваемых областях преобладающее направление ветра с севера на юг. Вполне вероятно, что такое направление ветра может влиять на работу сенсора в направлении север-юг (*N*-канал), что отмечается на станциях AML и UCH. Станция UCH может реагировать на направление и силу ветра особенно сильно, так как расположена на вершине горы. На перевале Учтор скорость ветра в отдельные дни может достигать 15–20 км/час.

Для того чтобы определить причину резкого повышения уровня сейсмического шума на всех периодах, требуется провести более детальное исследование климатических условий и их влияния на уровень сейсмического шума. Однако рассматриваемые станции находятся вдали от населенных пунктов и дорог. Добраться до них можно только на вертолете. Можно лишь отметить, что самым проблемным месяцем для всех станций является сентябрь. Согласно рис. 2.1.6, этот месяц характеризуется как сухой и еще теплый период с минимальным количеством осадков.

ULHL. Исследование ВСПМ станций по временам суток и временам года позволило отметить особенность станции ULHL, которая находится на высоте 2010 м близ села Улахол, расположенного юго-западнее озера Иссык-Куль. Независимо от времени года и времени суток на периодах 0.5–3.5 с наблюдается неустойчивое поведение сейсмического шума (рис. 2.1.10). На рисунке эти частоты отмечены красными вертикальными линиями для 00:00 и для марта по всем каналам. Вероятно, что на этих частотах проявляется близость расположения станции к

озеру, например в виде ударов волн о берега. Наиболее благоприятным временем суток для этой станции является 00:00 UTC, а временем года – декабрь. В целом эта станция характеризуется низким уровнем шума на всех периодах, за исключением горизонтальных каналов, где на периодах более 10 с дисперсия мощности меняется в широких пределах.

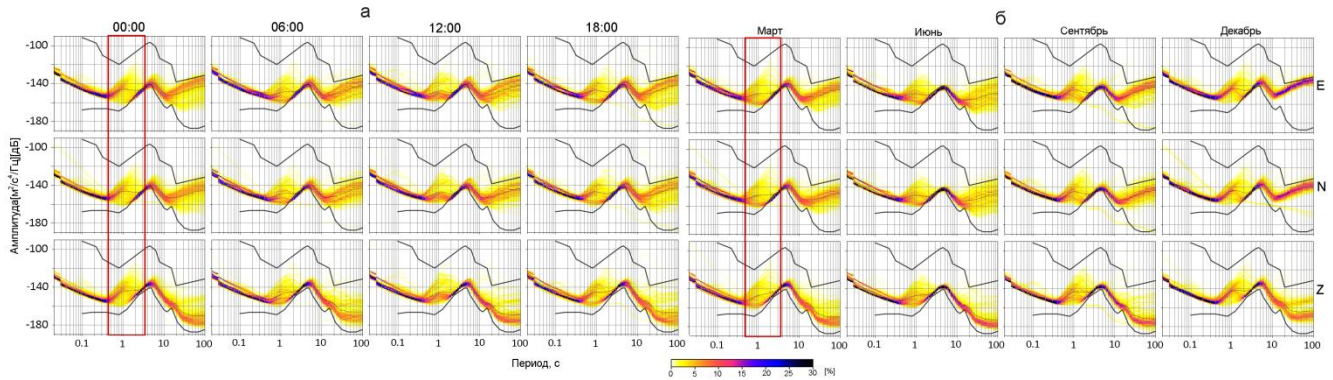


Рис. 2.1.10. ВСПМ для станции ULHL по временам суток (а) и временам года (б) по всем каналам

Результаты анализа сейсмического шума по каждому году исследования (1999–2017) и по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь) подробно представлены в работе [Sycheva et al., 2020]. Просмотр ВСПМ сейсмического шума станций сети KNET по каждому году исследования (570 тепловых карт) показал, что годовая ВСПМ может незначительно отличаться от ВСПМ, определенной по всему набору данных, и, в целом, работу станций KNET от года к году можно считать стабильной. Анализ ВСПМ по четырем временам каждого года для всех станций сети позволил выявить наиболее проблемные станции, которые уже были отмечены ранее – AML, KBK, KZA и UCH.

2.2. Расчет параметров гипоцентров по данным сети KNET и скоростная модель

2.2.1. Определение параметров гипоцентров локальных и региональных землетрясений

В монографии [Сычева и др., 2020] рассматривались вопросы организации автоматической локации сейсмических событий процессом реального времени *RTEXES*, который работает на узле НС РАН. На рис. 2.2.1 представлен пример расположения землетрясений, которые регистрируют станции сети KNET в радиусе 10° , 90° и 160° от станции ААК.

Несмотря на хорошую регистрацию сетью KNET далеких сильных событий, на НС РАН уточняются параметры только тех землетрясений, для которых разница между временем прихода *P*- и *S*-волн не превышает 20 с (не далее 600 км от станций сети) и формируется каталог *локальных* землетрясений.

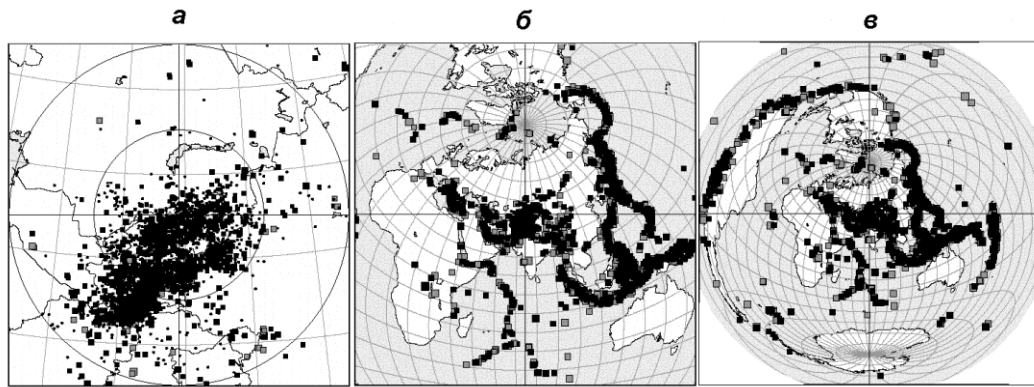


Рис. 2.2.1. Землетрясения, регистрируемые сетью KNET в области, центр которой совпадает с координатами станции ААК и радиусом: а – 10° ; б – 90° ; в – 160° от станции

Каталог землетрясений, созданный в результате автоматической обработки, рассчитывается только на основе времен прихода P -волн на станции. Для создания полноценного каталога землетрясений необходимо проделать дополнительную обработку данных уже в интерактивном режиме.

Уточнение гипоцентров локальных событий. Чем больше времен прихода прямых P - и S -волн участвует в определении гипоцентра и чем точнее скоростная модель литосферы, используемая при расчетах, тем точнее определяются параметры гипоцентра землетрясения. В интерактивном режиме уточнение параметров гипоцентра включает в себя три этапа:

1. Уточнение времени прихода P -волны на станцию;
2. Определение времени прихода S -волны на станцию (не определяется при автоматической обработке);
3. Пересчет параметров гипоцентра.

На первом и втором этапах используется программа *Dbpick*, на третьем – *Dbloc2*, входящие в пакет *Antelope*.

В качестве входных данных программы *Dbpick* используются волновые формы (*SEED* формат – *Standard for the Exchange of Earthquake Data*) и таблицы базы данных *rt1.0* (*wfdisc*, *arrival* (время прибытия волн), и др.), формируемые автоматическим режимом обработки. *Dbpick* позволяет отображать волновые формы и времена прихода P -волны на станцию, полученные автоматическим режимом обработки, и дает возможность аналитику уточнять время прихода P -волны, устанавливать метки времени прихода S -волны на станцию и определять их параметры – амплитуду и период. Сложность построения дискриминатора (программы, позволяющей отследить многократное увеличение амплитуды сигнала) для определения прихода S -волны не позволяет качественно определять ее прибытие автоматически; человеческий глаз с этой задачей справляется быстрее и надежнее. При выходе программа редактирует существующие и добавляет новые записи о временах прихода S -волны

в таблицу *arrival* базы данных. При редактировании программа меняет автора записи в поле «автор»: если после автоматической обработки в таблице *arrival* автором записи была программа *orbassoc*, то после ручной обработки автор меняется на *dbp:rt*.

Программа *Dbloc2* в качестве входных данных использует отредактированную таблицу *arrival*, вычисляет новые значения параметров гипоцентра события, а также редактирует записи в таблице *origin*. Если автором автоматической обработки является *orbassoc*, то после ручной обработки он меняется на *IVTAN:rt*. Программа *Dbloc2* расчета параметров гипоцентров из пакета *antelope* [Antelope ...] использует таблицу годографов (*kyrhgyz*), рассчитанных на основе простой двухслойной модели, и вычисляет локальную магнитуду M , поэтому при редактировании таблицы *origin* меняется не только автор записи, но и тип модели с *gridassoc* на *locsat:kyrhgyz*.

Использование программой *Ddloc2* простого годографа, описывающего локальную среду как двухслойную структуру, поставило задачу поиска программы, которая могла бы использовать уточненную скоростную модель земной коры Тянь-Шаньского региона. Эту задачу решала программа *Hypocenter* [Lienert et al., 1986]. На момент установления сейсмической сети KNET (1991 год) советской сейсмологической школой активно использовалось понятие «класс события» [Раутиан, 1960]. А.Я. Поповым (НС РАН) было показано, что известное выражение, связывающее магнитуду и энергетический класс [Ризниченко, 1985]: $K = 1.8 \cdot M + 4$, применимо для магнитуд M_L . Программа *Hypocenter* рассчитывает локальную магнитуду. При установке программы на НС РАН специалистами из IGPP-UCSD ее адаптировали к расчету класса землетрясения на основе эмпирической зависимости класса от магнитуды.

Программа Hypocenter. Подход к определению местоположения землетрясения, заложенный в программе, сочетает в себе особенности двух известных алгоритмов *Hypo71* [Lee and Lahr, 1972] и *Hypoinverse* [Klein, 1978] с новым методом, называемым *адаптивным затуханием*. Каждый столбец линеаризованной условной матрицы T , которая связывает изменения времени вступления с изменениями гипоцентрального положения, центрируется и масштабируется так, чтобы иметь нулевое среднее значение и норму, равную единице. Начальное время определяется как среднее время вступления минус среднее время прохождения. Три нормальных уравнения наименьших квадратов для координат гипоцентра с диагональными членами, равными единице, затем решаются итеративно путем добавления перед инверсией переменного коэффициента затухания, θ^2 , к их диагональным определителям. Если остаточная сумма квадратов увеличивается, происходит возвращение к предыдущей итерации, увеличивается θ^2 , затем расчет выполняется снова. Эта процедура (адаптивное

затухание) всегда приводит к невязкам, меньшим или равным остаткам *Hypo71* или *Hypoinverse*.

В качестве входных данных программа использует два файла – *hypo.param* и *arrival*-файл. В *hypo.param* описываются начальные установки алгоритма расчета параметров землетрясений (*RESET TEST*), название и местоположение сейсмических станций (широта, долгота и высота станции) и описание скоростной модели среды с указанием количества слоев и отношения скоростей V_p/V_s . В частности, в файле *hypo.param* указана скоростная модель, полученная в работе [Roesker et al., 1993], которая представляет земную кору в виде шести слоев (см. табл. 2.2.1, раздел 2.2.2). Эта скоростная модель была выбрана как более предпочтительная на основе сравнительного анализа четырех наиболее известных скоростных моделей литосферы Центрального Тянь-Шаня [Сычева, Кузиков, 2012].

В файле *hypo.param* начальная установка расчета глубины зависит от значения параметра *RESET TEST* (40). Если оно установлено в 0.0, это означает, что начало отсчета глубины находится на уровне моря, при этом первый слой скоростной модели расширен до максимальной высоты станции. Глубины всех обнаруженных событий затем ограничиваются уровнем моря. Установка *RESET TEST* (40) в единицу означает, что станция максимальной высоты в списке станций используется в качестве нулевой глубины как для глубины события, так и для скоростной модели. В нашем случае этот параметр установлен в 1.0.

При наличии внешнего файла *hypo.param* программа прочитает параметры обработки и модель из него. Если файла нет, то программа будет использовать установленные в ней значения параметров по умолчанию.

Arrival-файл является одной из таблиц базы данных *rt1.0* (ранее *CSS3.0*), которая формируется в результате работы режима реального времени; каждая запись включает в себя название станции, время прихода волны, идентификатор записи, дату и т. д.

В качестве выходных данных программа формирует файлы, содержащие результаты расчетов: *sum*, *hypo*, *arc*, *res*, *out*. Файлы с расширением *hypo*, *out* и *res* включают промежуточные (результаты на очередном этапе итераций) и конечные данные о процессе вычисления гипоцентра. *Arc*-файл содержит список станций, участвовавших в определении гипоцентра землетрясения, знак прихода сейсмической волны (*P*-волны) на станцию, расстояние до станции в километрах и угол выхода сейсмического луча на станции. Этот файл в дальнейшем может быть использован для расчета фокального механизма землетрясения. Рассчитанные программой параметры землетрясения содержатся в *sum*-файле и включают в себя дату, время, широту, долготу, глубину, энергетический класс события, а также информацию о количестве фаз, участвующих в локализации события, минимальное расстояние до ближайшей станции и ошибки расчета. К ошибкам относятся: невязка наблюдаемых и

расчетных времен вступления фронтов P - и S -волн (RMS) согласно используемой скоростной модели, ошибка по горизонтали (ERN, эпицентральное положение) и ошибка по вертикали (ERZ, по глубине).

При пересчете класса, полученного программой, в магнитуду (если это необходимо) используется известное выражение, связывающее магнитуду и энергетический класс [Ризниченко, 1985]:

$$K = 1.8 \cdot M + 4. \quad (2.1)$$

Энергетический класс (по Раутиан) определяется как десятичный логарифм выраженной в джоулях энергии, выделенной в сейсмических волнах, $K = \lg E$. Шкала энергетических классов широко распространена в странах СНГ.

Магнитуда землетрясения M , в частности, локальная магнитуда M_L , также является количественной характеристикой энергии сейсмических волн, но выражается через амплитуду смещения (в логарифмических единицах). Имеется множество различных шкал магнитуд, включая локальную магнитуду (M_L), магнитуду, определенную по поверхностным (M_S) и по объемным волнам (m_b), а также по сейсмическому моменту (M_W). Классическое выражение для расчета магнитуды M_S по амплитуде A , определяемой по записи смещения, имеет форму [Сейсмический ..., 1981]:

$$M_S = \lg A/T + 1.66 \lg R^\circ + 3.3, \quad (2.2)$$

где T – характерный период, R° – расстояние в градусах от эпицентра события до регистрирующей станции.

В настоящее время для расчета магнитуды используется выражение [Пузырев, 1997]

$$M = \lg (A/T)_{\max} + \kappa(R^\circ, h) + \sum \delta M, \quad (2.3)$$

пригодное как для объемных, так и для поверхностных волн. В выражении (2.3) T_{\max} – максимальный период; слагаемое $\kappa(R^\circ, h)$, зависящее от расстояния R° и глубины гипоцентра h , носит название калибровочной функции, определяемой по надежно полученным значениям магнитуд, а последнее слагаемое представляет собой суммарную поправку к магнитуде, вызванную локальными условиями той или иной станции, а также спецификой очагов данного сейсмоактивного региона. Стоит отметить, что в случае обычных землетрясений и широкополосного канала значения функции κ для объемных P - и S - волн изменяются от 6 до 7 при варьировании R° от 20 до 90°. Для случая поверхностных волн Рэлея функция κ варьирует от 5.5 до 6.6 при тех же пределах изменения R° . Зависимость $\kappa(h)$ более сложна и требует уточнения для каждой сейсмоактивной области.

В работе [Kanamori, 1977] был предложен принципиально иной подход к оценке интенсивности землетрясений, основанный на величинах сейсмического момента [Костров, 1975; Аки и Ричардс, 1983]. Магнитуда по Канамори традиционно записывается в форме

$$M_w = (2/3) \cdot (\lg M_0 - 16.1), \quad (2.4)$$

где M_0 – сейсмический момент, выраженный в дин·см ($1 \text{ дин·см} = 10^{-7} \text{ Н·м}$).

Моментная магнитуда M_w в настоящее время считается наиболее адекватной оценкой энергетического масштаба землетрясения. Стоит отметить, что обычно значения магнитуды M_S несколько меньше, чем моментной магнитуды M_w того же события, но отличие составляет не более 0.2–0.4.

Обработка сейсмологических данных сети KNET началась в 1995 году. На первом этапе основной целью было накопление опыта по корректному определению времен прихода сейсмических волн на станции и расчету параметров гипоцентров сейсмических событий в потоковом режиме, близком к реальному времени. На этом этапе А.Я. Поповым было предложено проводить расчеты параметров гипоцентра на основе применения нескольких скоростных моделей литосферы. В 1995 году вычисление параметров локальных землетрясений проводилось по трем структурным моделям литосферы, учитывающим изменение скорости сейсмических волн с глубиной. После анализа каталогов за 1995 год, полученных по различным моделям, А.Я. Поповым было рекомендовано для расчета параметров гипоцентра использовать скоростную модель Стива Реккера, созданную в результате томографических исследований [Roesker et al., 1993]. В связи с этим для научного обоснования выбора скоростной модели было проведено следующее исследование.

2.2.2. Анализ скоростных моделей Тянь-Шаньского региона

Как было отмечено выше, для расчета параметров гипоцентра землетрясения используется программа *Hypocenter* и шестислойная скоростная модель литосферы С. Реккера [Roesker et al., 1993]. Привлечение других версий программного обеспечения для расчета гипоцентров и разных авторских скоростных моделей литосферы неизбежно приводит к различным оценкам пространственного положения очага землетрясения на основе одного и того же исходного материала. На региональные сейсмологические исследования с мелкомасштабным уровнем обобщения данных такое различие в определении гипоцентров может и не оказывать существенного влияния. Однако детальный анализ распределения сейсмичности и её связи с другими геофизическими полями или геологическими объектами повышает требования к точности положения очагов землетрясений.

Значительная доля ошибки при вычислении гипоцентра возникает из-за неадекватности используемой скоростной модели литосферы и, как следствие, неточного расчета расстояний от

очага землетрясения до сейсмических станций. Поскольку для территории Тянь-Шаня существует несколько авторских скоростных моделей, выбор наиболее адекватной из них обеспечит более достоверный результат при расчете пространственного положения сейсмического события.

Основная цель данного раздела – анализ наиболее известных скоростных моделей и выбор наилучшей из них для более качественного расчета параметров гипоцентров.

Скоростные модели. Из существующих скоростных моделей литосферы Центрального Тянь-Шаня для сравнительного анализа были выбраны четыре: Института сейсмологии НАН Кыргызстана (I), Т.П. Грина (II) [Грин, 1990], С. Реккера (III) [Roesker et al., 1993] и Института динамики геосфер РАН (IV) [Земная кора..., 2006]. По сути каждая из этих моделей представляет собой вариант горизонтально-слоистой литосферы с индивидуальными значениями скоростей прохождения сейсмических волн в каждом слое (табл. 2.2.1). Основные различия моделей – количество горизонтальных слоев, глубины границ раздела, значения скоростей P - и S -волн в каждом слое. Графики скорости распространения P -волн по глубине для каждой из рассматриваемых моделей приведены на рис. 2.2.2.

Таблица 2.2.1. Параметры исследуемых скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня: H , км – глубина верхней границы слоя; V_P , км/с, V_S , км/с – скорости распространения P - и S -волн в слое

Модель I. Институт сейсмологии НАН КР (Киргизия)											
H , км	0	2.3	8.5	15	30	50					
V_P , км/с	5.00	5.90	6.20	6.50	7.00	8.00					
V_S , км/с	2.97	3.45	3.60	3.78	4.07	4.65					
Модель II. Т.П. Грин (Киргизия)											
H , км	0	2.5	5	7.5	10	15	18	24	30	40	50
V_P , км/с	5.20	5.69	5.82	5.91	6.00	6.19	6.34	6.60	6.90	7.40	7.90
V_S , км/с	3.05	3.32	3.39	3.44	3.48	3.59	3.68	3.82	3.95	4.27	4.56
Модель III. С. Реккер (США)											
H , км	0	3	7	17	27	38	50				
V_P , км/с	5.00	5.80	6.05	6.20	6.40	6.85	8.05				
V_S , км/с	2.85	3.35	3.50	3.60	3.71	3.92	4.55				
Модель IV. Институт динамики геосфер РАН (Россия)											
H , км	0	5	10	20	35	50	75				
V_P , км/с	5.02	5.89	6.18	6.33	6.41	7.97	8.19				
V_S , км/с	2.90	3.40	3.57	3.66	3.70	4.43	4.55				

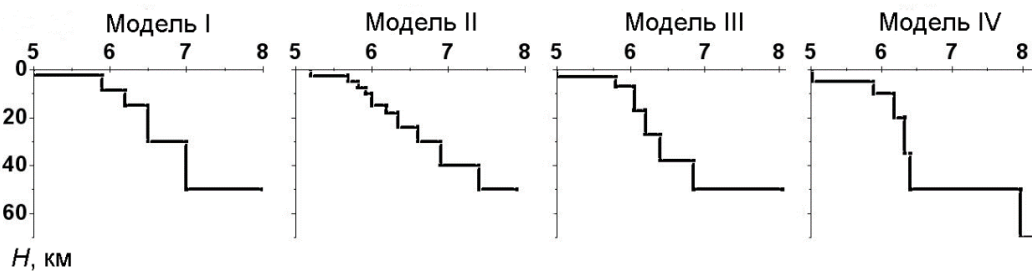


Рис. 2.2.2. Скорости распространения P -волны по глубине для исследуемых моделей (по [Сычева, Кузиков, 2012])

Исходные данные (каталоги). Сравнительный анализ рассматриваемых скоростных моделей литосферы проводился на основе соответствующих им четырех каталогов, полученных программой *Hypocenter* при обработке бюллетеней сейсмических событий за 2000–2008 гг. на территории Центрального Тянь-Шаня, начиная с класса 6 (рис. 2.2.3). Анализировались две выборки: региональная, охватывающая все события на территории $40.5\text{--}43.5^\circ$ с.ш. и $72\text{--}78^\circ$ в.д., и локальная, включающая в себя только события на территории, ограниченной координатами станций сети KNET $42\text{--}43.3^\circ$ с.ш. и $73.5\text{--}76.5^\circ$ в.д. В зависимости от скоростной модели в региональные и локальные рамки территорий может попадать различное число землетрясений (табл. 2.2.2).

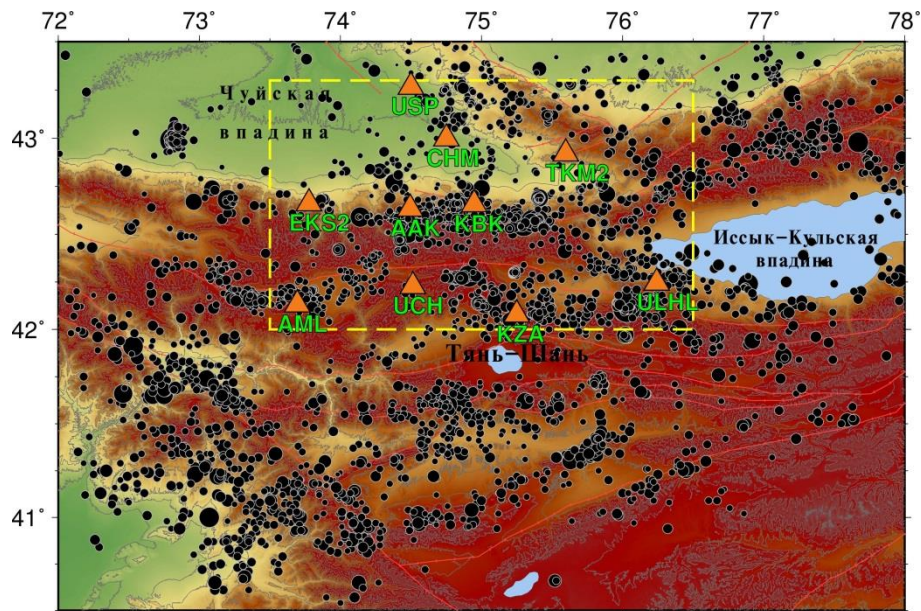


Рис. 2.2.3. Скоростная модель литосферы III. Распределение сейсмических событий на территории Центрального Тянь-Шаня: региональная выборка – все события; локальная – события, попадающие в область, ограниченную прямоугольником (по [Сычева, Кузиков, 2012]). Минимальный размер круга соответствует событию с $K = 5.4$, максимальный – с $K = 14.8$. Треугольники – станции сети KNET

Таблица 2.2.2. Средние значения среднеквадратичной ошибки определения времени прихода P - и S -волн на станции (RMS), ошибок по горизонтали (ERH) и вертикали (ERZ) для событий регионального и локального охвата, полученные для разных скоростных моделей литосферы. Залиткой выделены минимальные значения ошибок

Модель	Региональные события				Локальные события			
	Число событий, N	RMS, с	ERH, км	ERZ, км	Число событий, N	RMS, с	ERH, км	ERZ, км
I	4095	0.46	3.49	4.21	1860	0.30	1.10	1.94
II	4095	0.45	3.33	3.88	1899	0.29	1.09	1.79
III	4095	0.36	2.17	4.31	1924	0.31	1.15	4.16
IV	4095	0.32	1.75	5.94	1917	0.29	1.07	5.71

Выбор границ регионального плана обусловлен стремлением охватить как можно больше событий, зафиксированных сетью KNET, но при этом не включать территории с малой плотностью землетрясений. Локальная территория ограничена пространственным положением сейсмостанций, что позволяет в ее пределах максимально качественно оценивать параметры землетрясений.

Анализ каталогов, рассчитанных для разных скоростных моделей литосферы.

Каталоги, полученные программой *Hypocenter*, содержат координаты эпицентра, глубину и энергетический класс каждого из сейсмических событий, RMS, ERH и ERZ. Средние значения последних трех параметров (см. табл. 2.2.2) позволяют в первом приближении оценить качество информации, содержащейся в каждом из четырех каталогов.

Как уже отмечалось выше, определение положений гипоцентров землетрясений зависит от вида скоростной модели литосферы, поэтому в одних и тех же пространственных рамках локальной или региональной территорий фиксируется различное число событий (см. табл. 2.2.2). Однако объем анализируемой выборки не может служить критерием преимущества той или иной скоростной модели и приводится лишь для количественной оценки анализируемых данных.

При определении гипоцентров событий модели IV и II выгодно отличаются по числу минимальных средних невязок (см. табл. 2.2.2). Однако IV модель имеет максимальные ошибки в определении вертикальной компоненты ERZ и для локальной, и для региональной выборок. С учетом всех ошибок наиболее точной является модель II, особенно в локальной области данных. Согласно рис. 2.2.2, она является более детальной на глубинах 2–10 км и, скорее всего, наиболее адекватно описывает среду в этом объеме земной коры. Высокие средние значения ERZ у моделей III и IV обусловлены тем, что для них ряд событий имеет максимальные ошибки по вертикали – 99.9 км; при этом для модели IV таких событий больше, чем для модели III (рис. 2.2.4).

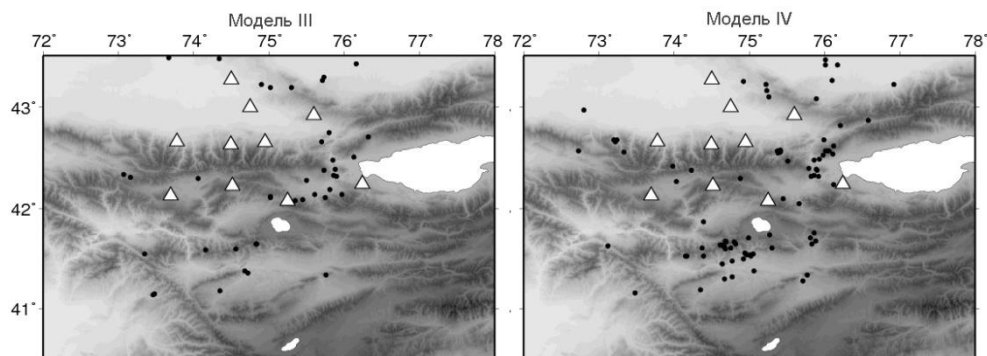


Рис. 2.2.4. Положение сейсмических событий для СМЛ III и IV, при вычислении гипоцентров которых возникают большие значения ERZ (99.9 км) для моделей III (слева) и IV (справа) (по [Сычева, Кузиков, 2012])

Одной из важных оценок качества расчета параметров землетрясения является невязка времени прихода сейсмических волн на регистрирующие это событие станции (RMS). Надо заметить, что невязка прихода *P*-волны на сеймостанции, составляющая 0.1 с, может дать погрешность в определении расстояния от станции до очага в среднем ~600 м.

На рис. 2.2.5а представлена зависимость количества событий от значений RMS, рассчитанных для моделей I–IV по региональным выборкам землетрясений. Обращают на себя внимание два момента. Во-первых, для моделей I и II в интервалах 0.2–0.3 максимальное количество событий не превышает уровня 830–870; во-вторых, отмечается повышенное количество событий с $RMS \geq 0.6$ сек. Для моделей III и IV, напротив, в диапазоне 0.2–0.3 с максимум отмечается на уровне 1300–1400, а событий с $RMS \geq 0.6$ с сравнительно мало.

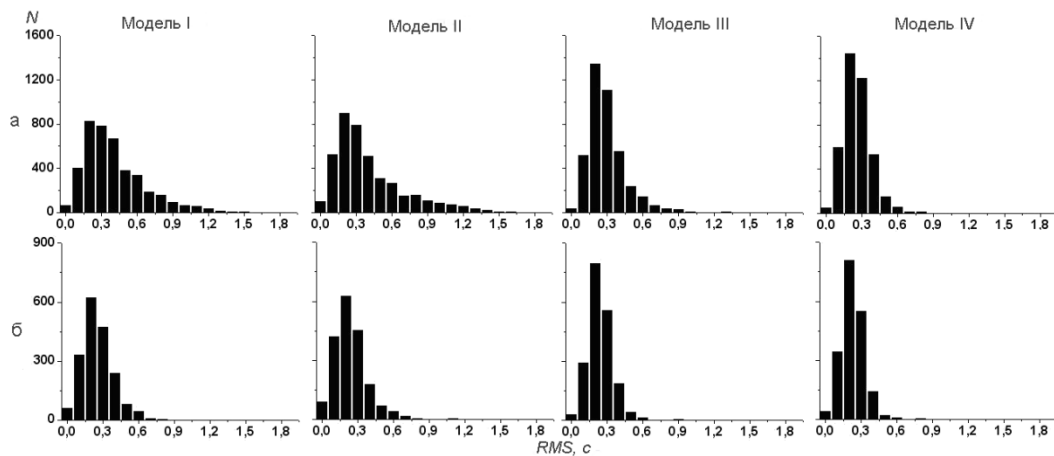


Рис. 2.2.5. Распределение количества событий в зависимости от RMS для землетрясений, рассчитанных по моделям I–IV (по [Сычева, Кузиков, 2012]): а – региональная выборка; б – локальная выборка

Для локальной выборки (рис. 2.2.5б) независимо от модели значения RMS практически всех событий не превышают 0.6 с; различия проявляются только в значениях максимумов RMS. Суммарное количество событий в рассматриваемом диапазоне близко: 1803 (I), 1833 (II), 1893 (III) и 1900 (IV).

Данные, приведенные в табл. 2.2.3, позволяют оценить количественное и процентное распределение сейсмических событий для каждой исследуемой модели относительно трех показательных диапазонов RMS.

В региональном плане наибольшие относительные количества событий с невязками $RMS < 0.2$ с (15.72 %) и $RMS \leq 0.6$ с (97.68%) отмечаются для модели IV; наихудшие соответствующие показатели (11.41 % и 77.15%) – для модели I. Максимальные различия в процентных показателях между моделями по мере увеличения значений *RMS* в диапазонах растут: $15.72 - 11.41 = 4.31$; $81.96 - 61.88 = 20.08$; $22.85 - 2.32 = 20.53$ (см. табл. 2.2.3).

Таблица 2.2.3. Количественное и процентное распределение региональных сейсмических событий по диапазонам RMS для скоростных моделей I-IV

Модель	Диапазоны RMS, с					
	$0 \leq \text{RMS} < 0.2$		$0.2 \leq \text{RMS} \leq 0.6$		$\text{RMS} > 0.6$	
	<i>N</i>	%	<i>N</i>	%	<i>N</i>	%
I	467	11.41	2692	65.74	936	22.85
II	625	15.27	2534	61.88	936	22.85
III	554	13.53	3254	79.47	287	7.00
IV	644	15.72	3356	81.96	95	2.32

Пространственное распределение землетрясений в зависимости от анализируемых диапазонов RMS и скоростной модели представлено на рис. 2.2.6. События с $\text{RMS} < 0.2$ с для всех моделей в основном сосредоточены внутри сети KNET или в ее ближайших окрестностях (рис. 2.2.6а). События с $0.2 \leq \text{RMS} \leq 0.6$ с распределены примерно равномерно по всей территории региона; их распределение схоже для всех моделей (рис. 2.2.6б). Для событий с $\text{RMS} > 0.6$ с в основном характерно «центробежное» положение у границ исследуемой площади за пределами краевых станций сети KNET (рис. 2.2.6в). Обращает на себя внимание обилие событий за пределами локальной территории для моделей I и II (рис. 2.2.6).

Рассмотрим оценочный параметр ERH, характеризующий точность определения положения события в горизонтальном плане, анализируя гистограммы зависимости количества землетрясений от ERH для всей исследуемой (региональной) территории (рис. 2.2.7а) и в рамках локального контура сети KNET (рис. 2.2.7б). Частотные распределения свидетельствуют, что в региональном плане наблюдается улучшение показателей по ERH от модели I к модели IV (рис. 2.2.7а). Подавляющее большинство событий для моделей III и IV имеет горизонтальные ошибки не более 5–6 км, тогда как для моделей I и II повышенные частоты характерны при $\text{ERH} > 5$ км (рис. 2.2.7а). Для локальной территории трудно по ERH отдать предпочтение той или иной модели, так как они имеют примерно идентичное распределение горизонтальных ошибок (рис. 2.2.7б).

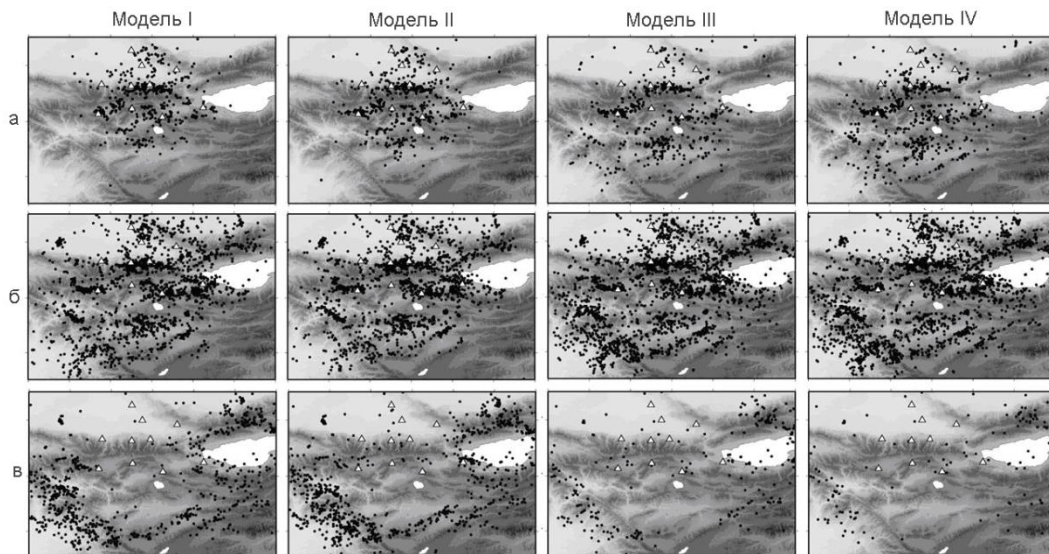


Рис. 2.2.6. Распределение сейсмических событий с различным уровнем временных невязок RMS для

исследуемых скоростных моделей (I-IV) (по [Сычева, Кузиков, 2012]): а – $RMS < 0.2$ с; б – $0.2 \leq RMS \leq 0.6$ с; в – $RMS \geq 0.6$ с

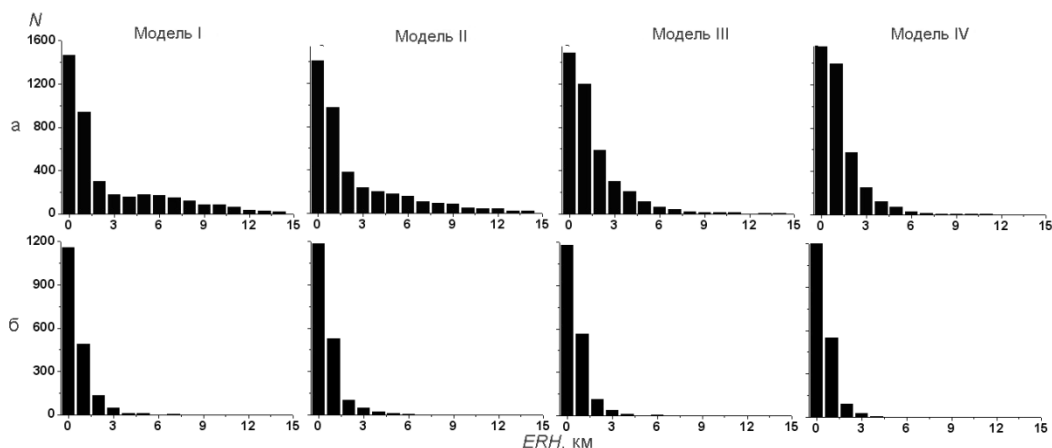


Рис. 2.2.7. Гистограммы распределения количества событий N в зависимости от параметра ERH для событий, рассчитанных по моделям I–IV (по [Сычева, Кузиков, 2012]): а – весь исследуемый регион; б – локальная территория внутри сети KNET

Распределение числа событий в зависимости от вертикальных ошибок ERZ для исследуемых моделей представлено на рис. 2.2.8. В случае региональной выборки (рис. 2.2.8а) выгодно отличаются модели III и IV – для значительной доли событий ошибки лежат в интервале до 6–7 км. Количество событий с вертикальными невязками более 6–7 км сравнительно больше для моделей I и II.

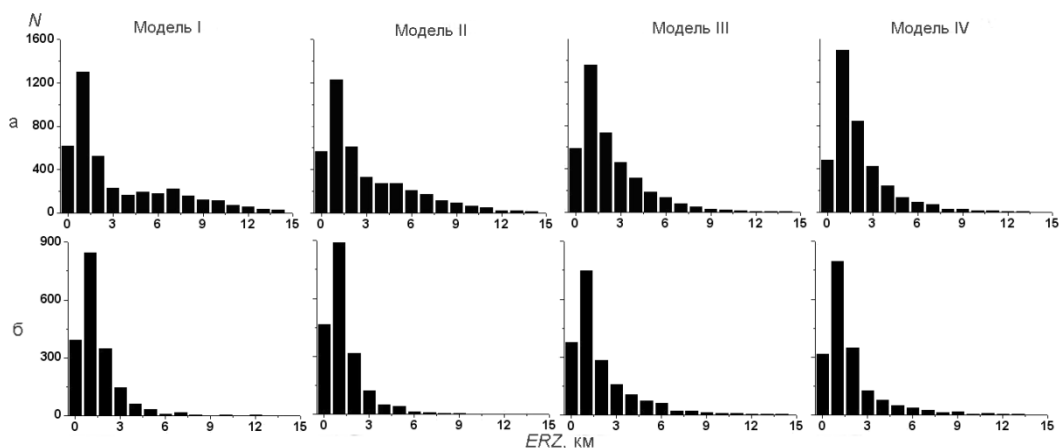


Рис. 2.2.8. Гистограммы распределения количества событий N в зависимости от значения параметра ERZ для событий, рассчитанных по моделям I–IV (по [Сычева, Кузиков, 2012]): а – весь исследуемый регион; б – локальная территория внутри сети KNET

Диаметрально противоположная картина наблюдается для локальной выборки (рис. 2.2.8б): определения глубины событий наиболее точны для моделей I и II, ERZ почти для всех событий не превышает 5 км.

Совмещенные карты каталогов малоинформативны для выявления преимуществ той или иной модели. Однако они представляют интерес для оценки степени пространственных

расхождений параметров одних и тех же землетрясений при разных скоростных моделях. Такие карты для двух участков, выбранных на исследуемой территории, представлены на рис. 2.2.9. Один из участков находится за пределами территории сети KNET, в центральной части Таласо-Ферганского разлома (рис. 2.2.9а), другой выбран внутри сети и охватывает центральную часть Киргизского хребта (рис. 2.2.9б).

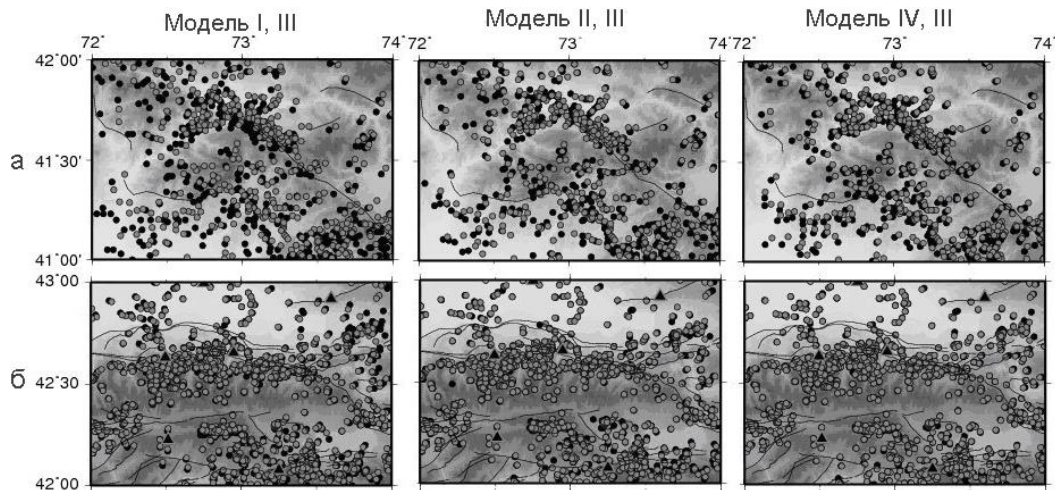


Рис. 2.2.9. Распределение сейсмических событий, расположенных на двух участках за пределами сети KNET (а) и внутри нее (б) (по [Сычева, Кузиков, 2012]). Черные точки – события, рассчитанные по моделям I, II, IV; серые – по модели III; черные треугольники – станции сети KNET

За периметром сети KNET наблюдаются частые и значительные пространственные расхождения в положении эпицентров одних и тех же событий для разных моделей (рис. 2.2.9а); внутри сети KNET расхождения минимальны и не столь часты (рис. 2.2.9б).

Количественная оценка расхождений координат, рассчитанных по моделям I, II и IV, с координатами, определенными по модели III, представлена в табл. 2.2.4. За пределами сети KNET средние значения расхождений в координатах выше, чем внутри сети. Минимальные расхождения координат внутри сети отмечаются для моделей III и I, а за пределами KNET – для моделей III и IV.

Таблица 2.2.4. Средние расхождения координат одних и тех же сейсмических событий, вычисленных для разных моделей внутри сети KNET (локальная выборка) и за ее пределами (региональная выборка)

Модель	Средние отклонения координат, град.					
	Региональная выборка			Локальная выборка		
	<i>N</i>	Широта	Долгота	<i>N</i>	Широта	Долгота
I-III	417	0.0397	0.0945	1123	0.0056	0.0074
II-III	442	0.0149	0.0371	1140	0.0052	0.0105
IV-III	434	0.0155	0.0245	1150	0.0044	0.0096

Рассмотрим особенности распределения событий по глубине для разных моделей, используя их интегральные проекции на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении север-юг (рис. 2.2.10а) и запад-восток (рис. 2.2.10б).

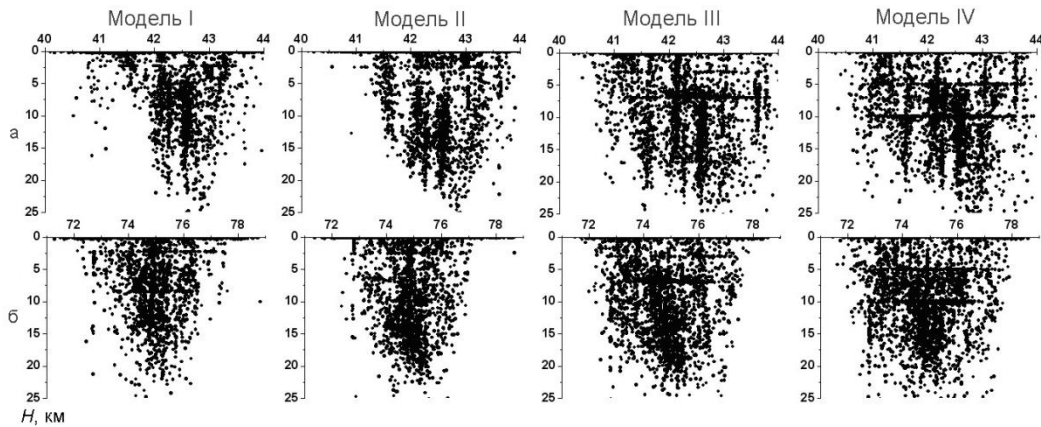


Рис. 2.2.10. Интегральные проекции сейсмических событий на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении север-юг (а) и запад-восток (б) для моделей I–IV

Почти на всех вертикальных проекциях прослеживаются узкие горизонтальные зоны концентрации событий, глубины которых для каждой модели совпадают с границами слоев. Так, для модели I зоны концентрации событий расположены на глубинах 2.3 и 8.5 км; для модели II – на глубине 2.5 км; для модели III – на глубинах 3 и 7 км; для модели IV – на глубинах 5 и 10 км. Эти горизонтальные границы являются артефактом алгоритма определения параметров гипоцентра. Представленные проекции отличаются друг от друга не только расположением и плотностью событий в отдельных узких зонах, но и конфигурацией общей области всех событий. Для моделей I и II форма области концентрации событий близка к треугольной, для моделей III и IV – к прямоугольной. Это может свидетельствовать о том, что при использовании моделей I и II глубины событий, находящихся за пределами территории KNET, определяются с систематическим занижением, а для моделей III и IV определение глубин более адекватно в региональном масштабе, так как в этом случае наблюдается более равномерное распределение событий в вертикальных плоскостях. Анализ гистограмм распределения сейсмических событий по глубине для каждой рассматриваемой модели (рис. 2.2.11) показал, что для моделей I и II значительная часть землетрясений находится на глубине 0–5 км. Для моделей III и IV подобный ярко выраженный максимум отсутствует – события почти равномерно распределены в интервале глубин 0–15 км.

Все рассмотренные характеристики позволяют в той или иной мере дать специфическую оценку анализируемым скоростным моделям литосферы Тянь-Шаня. Однако эти оценки представлены в различных размерностях (от номинальной шкалы до шкалы отношений), что весьма затрудняет процесс обобщения по результатам сравнительного анализа моделей. Поэтому предлагается все вышеприведенные оценки представить в 4-балльной экспертной

системе порядковой шкалы. Например, модель IV с самыми лучшими показателями по временным невязкам RMS занимает первое место и получает балл 1; на последнем (четвертом) месте оказывается модель I с баллом 4. В соответствии с логикой таких оценок модель с наименьшей суммой баллов по всем приведенным параметрам может считаться наиболее оптимальной для формирования каталога сейсмических событий в пределах исследуемых территорий Тянь-Шаня (табл. 2.2.5).

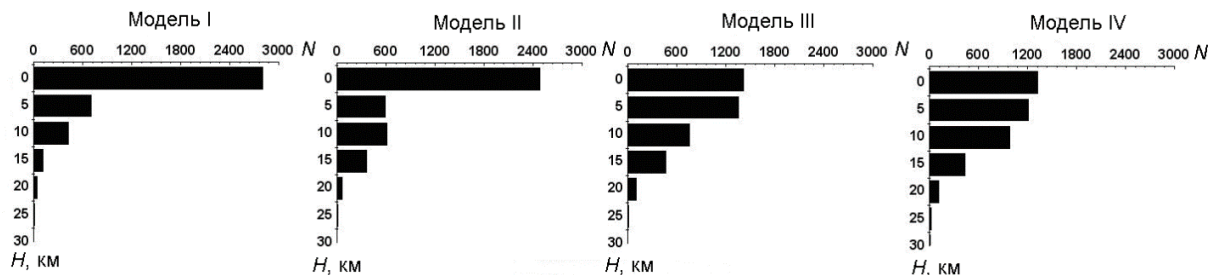


Рис. 2.2.11. Распределения сейсмических событий по глубине, рассчитанные по моделям I–IV

В результате проведенного анализа установлено, что координаты одного и того же сейсмического события, рассчитанные по разным скоростным моделям, могут отличаться на 10 километров.

Данные, полученные при исследовании разных скоростных моделей среды, позволили убедиться в обоснованности предложенного А.Я. Поповым выбора модели Стива Реккера для расчета параметров гипоцентра.

Таблица 2.2.5. Экспертное распределение баллов порядкового приоритета по исследуемым скоростным моделям литосферы Тянь-Шаня в зависимости от проанализированных параметров

Параметры	Региональная выборка				Локальная выборка			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
RMS (таб. 2.2.2.)	4	3	2	1	2	1	3	1
ERH (таб. 2.2.2)	4	3	2	1	3	2	4	1
ERZ (таб. 2.2.2)	2	1	3	4	2	1	3	4
$0.2 \leq \text{RMS} \leq 0.6$ (табл. 2.2.3)	3	4	2	1				
Глубина (рис. 2.2.9, 2.2.10)	3	2	1	1				
Сумма баллов	16	13	10	8	7	4	10	6

2.3. Некоторые характеристики каталога землетрясений по данным сети KNET

На ИС РАН после завершения обработки сейсмических событий за прошедший год формируется окончательный каталог землетрясений за год. Из каталога удаляются события, попавшие в зону расположения карьера. При описании станции USP было отмечено, что она регистрирует взрывы, происходящие в карьере рядом со станцией на фоне слабой сейсмичности. Еще один карьер находится возле станции СНМ. Из ежегодных каталогов

формируется полный каталог землетрясений, который используется для решения различных задач. В этом разделе представлены некоторые характеристики каталога.

Выше было отмечено, что обработка данных сети KNET на Научной станции началась в 1995 году, и потребовалось время для приобретения опыта локализации землетрясений, что отразилось на качестве данных каталога за 1994–1995 годы. Наиболее качественные данные в каталоге землетрясений по данным сети KNET представлены с 1996 года. С началом работы сети в режиме реального времени (июль 1998 года) качество передачи данных достигло 98–99%. Для решения некоторых сейсмологических задач можно использовать данные каталога, начиная с 1996 года. Данные за 1994–1995 гг. можно использовать для построения карт эпицентрального расположения землетрясений. При анализе сейсмограмм землетрясений или сейсмического шума можно рассматривать период с 1999 года (записи с частотой 100 Гц хранятся на НС РАН с 1999 года). До 1999 года цифровые записи с частотой 40 Гц можно получить с сайта IRIS.

На настоящий момент каталог землетрясений по данным сети KNET включает в себя более 10000 сейсмических событий, которые произошли в период с 1994 по 2020 гг. Эпицентральное расположение сейсмических событий из каталога представлено на рис. 2.3.1. Станции сети KNET позволяют регистрировать землетрясения, произошедшие на территории Северного и Центрального Тянь-Шаня.

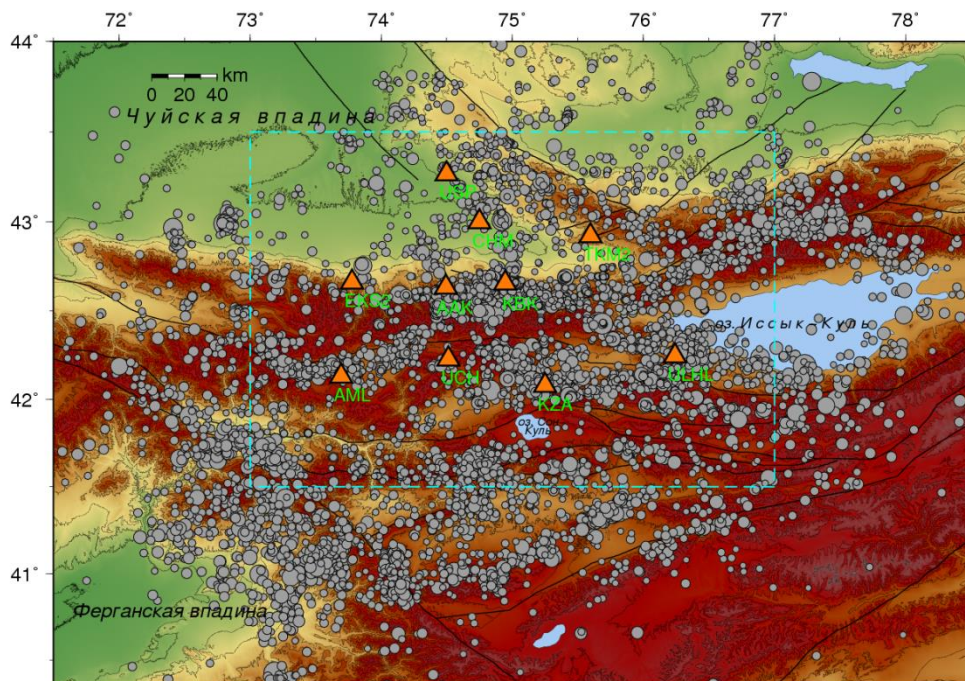


Рис. 2.3.1. Эпицентры землетрясений представительной части каталога по данным сети KNET за 1996–2020 гг. (6862 события). Прямоугольником отмечена территория БГП. Треугольниками обозначены станции сети KNET (по [Сычева, 2022])

2.3.1. Количество зарегистрированных фаз (*P*- и *S*-волны)

За исследуемый период обработано 10604 землетрясения. Каждому землетрясению соответствует свой *arrival*-файл. Фактически в настоящее время их количество – 9717. Разница обусловлена утерей *arrival*-файлов за 1995 год и частично для землетрясений за 2011–2012 гг. Пример записи скорости смещения для землетрясения 2016.02.10 ($K = 10.1$) с временной отметкой прихода *P*- и *S*-волн на станцию ААК представлен на рис. 2.3.2.

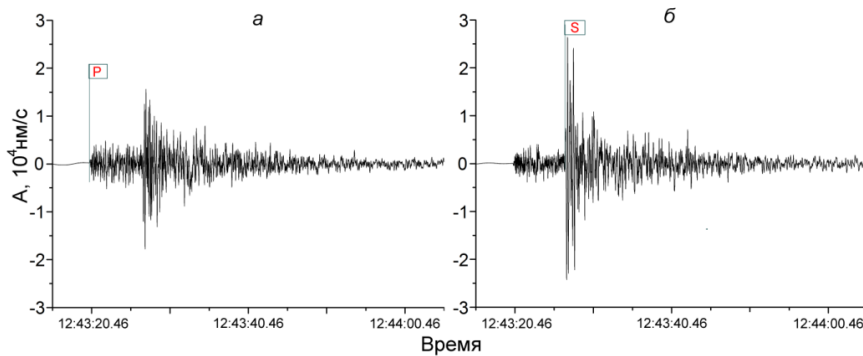


Рис. 2.3.2. Пример записи скорости смещения на станции ААК для землетрясения 2016.02.10, $K = 10.1$, время в очаге – 12:43:00.95, эпицентральное расстояние 53.9 км: а – *Z* компонента; б – *E* компонента. Флажками отмечено время прихода волн на станцию (по [Сычева, 2022])

Проведен статистический анализ количества зарегистрированных прямых *P*- и *S*-волн по каждой станции сети, и результаты представлены в табл. 2.3.1. Количественные данные представлены в отсортированном виде, что дает возможность оценить максимальный и минимальный вклад станций сети при локализации землетрясений.

Таблица 2.3.1. Количество прямых *P*- и *S*-волн зарегистрированных станциями сети KNET за исследуемый период (1994-2020 гг.) в отсортированном виде, которые были использованы в процессе локализации землетрясений

<i>P</i> -волны									
КБК	ААК	USP	TKM2	UCH	СНМ	ЕКС2	AML	КЗА	ULHL
8451	8236	7971	7676	7342	7146	6391	5872	5800	5538
<i>S</i> -волны									
ААК	КЗА	КБК	СНМ	UCH	USP	TKM2	AML	ЕКС2	ULHL
7537	7342	7314	6296	6249	6131	5800	4781	4338	4054
<i>(P+S)</i> волны									
ААК	КБК	USP	UCH	TKM2	СНМ	КЗА	ЕКС2	AML	ULHL
15773	15765	14102	13591	13476	13442	13142	10729	10653	9592

Максимальное количество *P*-волн приходится на станции КБК, ААК и USP, минимальное – на станции ULHL, КЗА и AML. Максимальное количество *S*-волн приходится на станции ААК, КЗА и КБК, минимальное – на станции ULHL, ЕКС2 и КЗА. По сумме двух волн (*P+S*) максимальное количество приходится на станции ААК, КБК и USP, минимальное – на станции ULHL, AML, ЕКС2. Станции ААК и КБК расположены в центральной части сети и позволяют хорошо регистрировать события, произошедшие на территории, контролируемой

сетью KNET. Станция USP является самой северной станцией, но при этом данные по этой станции, как показывают результаты (см. табл. 2.3.1), активно используются при локализации землетрясений. Станции AML и EKS расположены в крайней западной части, а станция ULHL – в крайней восточной части сети, что ограничивает регистрацию событий, происходящих в крайних противоположных областях. Отметим, что станция ААК находится в штольне (тихая станция), а станция ULHL – на юго-западном побережье озера Иссык-Куль (возможно влияние ударов волн о береговые линии на уровень шума). Вероятно, что уровень шума на указанных станциях также отразился на результате, представленном в табл. 2.3.1.

Всего за исследуемый период по станциям сети получено 130265 времен прихода P - и S -волн: 70423 по P -волне и 59842 по S -волне. Времена прихода сейсмических волн могут быть использованы при решении различных сейсмологических задач: расчет спектра сейсмических волн, сейсмическая томография, поле затухания, добротность и др. Однако этих данных недостаточно для исследования более глубоких слоев земной коры, так как локальные землетрясения происходят до глубин 30 км. В этом случае необходимо привлекать дополнительные данные по далеким землетрясениям.

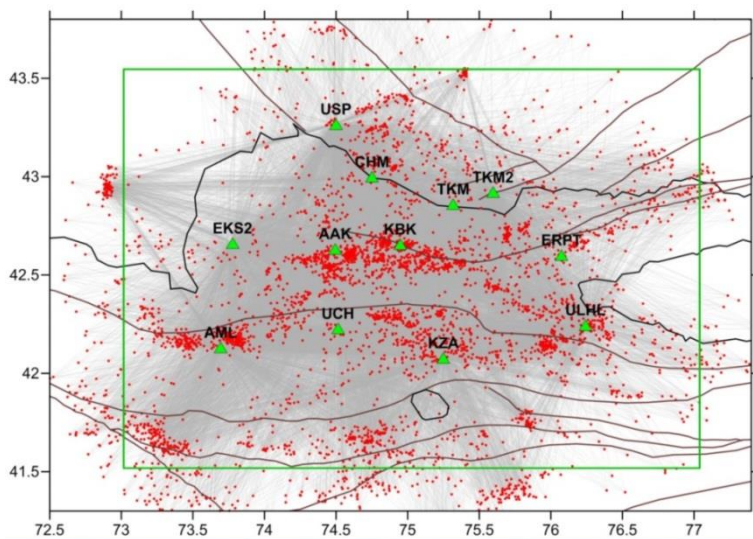


Рис. 2.3.3. Трассы сейсмических волн (по [Sychev et al., 2018]). Δ – положение сейсмических станций сети KNET. Точки – землетрясения, коричневые линии – региональные разломы, черная линия – северная граница Киргизии. Зеленым прямоугольником отмечена территория БПП

На рис. 2.3.3, в качестве примера, представлено эпицентральное положение сейсмических событий и сейсмических станций сети KNET, а также трассы P -волн, которые были использованы в работе [Sychev et al., 2018] при построении поля затухания сейсмических волн и сейсмической томографии. Вся территория БПП покрыта хорошей плотностью трасс P -волн, отмеченная на карте зеленым прямоугольником.

2.3.2. Ошибки расчета гипоцентров землетрясений

Выше было отмечено, что наиболее качественные данные в каталоге землетрясений по данным сети KNET представлены с 1996 года. При дальнейшем анализе характеристик каталога KNET и каталога, ограниченного координатами БПП рассматривается период с 1996 по 2020 гг.

Для того чтобы оценить количество землетрясений в зависимости от величины ошибки (RMS, ERH, ERZ), рассмотрены несколько диапазонов изменения этих параметров. В табл. 2.3.2 представлено количество землетрясений и их процентное соотношение, имеющих величину ошибки, находящуюся в рассматриваемом диапазоне. Для 52% землетрясений RMS имеет значение меньше 0.3 с, а для 90% событий не превышает 0.5 с, что соответствует погрешности определения координат гипоцентров 1800–3000 м. Ошибка по горизонтали (ERH) для 70% землетрясений составляет менее 2 км, а по глубине (ERZ) для 69% событий имеет значение менее 3 км.

Таблица 2.3.2. Количество и процентное соотношение событий с разным уровнем ошибок, определяемых при локализации землетрясений для каталога KNET и каталога, ограниченного координатами БГП

RMS, с	Δt , с	0-0.1	0.1-0.2	0.2-0.3	0.3-0.5	0.5-1.0	>1	
KNET	N	150	1592	3389	3696	974	19	
	(%)	1.5	16.2	34.5	37.6	9.9	0.2	
БГП	N	131	1265	2377	1644	114	9	
	(%)	2.3	22.8	42.9	29.6	2.1	0.16	
ERH, км	ΔL , км	0-0.5	0.5-1	1-2	2-3	3-5	5-10	>10
KNET	N	1322	2863	2680	1347	1019	518	71
	(%)	13.4	29.1	27.3	13.7	10.3	5.3	0.7
БГП	N	1212	2403	1426	320	136	35	8
	(%)	21.8	43.3	25.7	5.7	2.5	0.6	0.1
ERZ, км	ΔH , км	0-1	1-2	2-3	3-5	5-10	>10	
KNET	N	1908	3311	1585	1647	1057	312	
	(%)	19.4	33.7	16.1	16.7	10.7	3.2	
БГП	N	1391	2062	713	671	511	192	
	(%)	25.1	37.2	12.9	12.1	9.2	3.5	

На рис. 2.3.4 процентное соотношение событий с указанным уровнем ошибок из табл. 2.3.2 представлено в графическом виде. Для величин ошибок, отмеченных розовым цветом, процентное соотношение количества событий для каталога KNET ниже, чем для каталога, ограниченного координатами БГП. С возрастанием уровня ошибок процентное соотношение землетрясений для каталога KNET становится выше, чем для БГП.

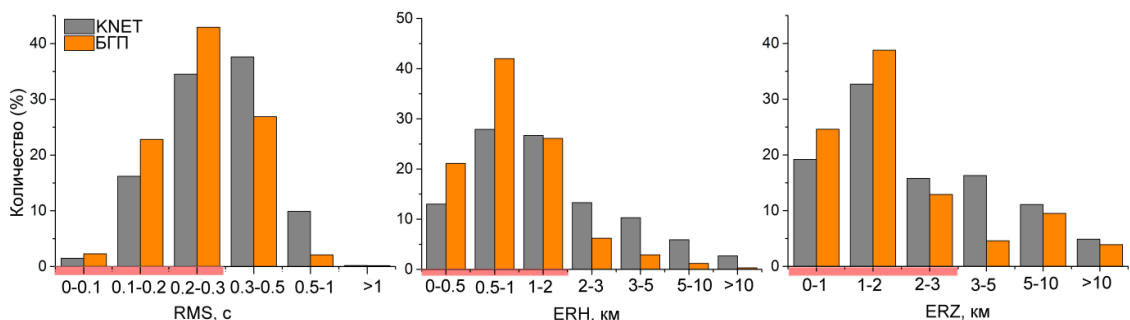


Рис. 2.3.4. Процентное соотношение ошибок (RMS, ERH, ERZ), определяемых при локации землетрясений каталога KNET и каталога, ограниченного координатами БГП (по [Sycheva, 2022])

На рис. 2.3.5 представлены эпицентры землетрясений с $RMS \leq 0.3$ с (рис. 2.3.5а), с $ERN \leq 2$ км (рис. 2.3.5б) и $ERZ \leq 3$ км (рис. 2.3.5в), отображенные инверсным цветом на фоне общей сейсмичности. Основная часть рассматриваемых событий расположена на территории БГП, которая отмечена на картах бирюзовым прямоугольником.

В табл. 2.3.3 приведены граничные значения всех параметров каталога. События, для которых какой-либо параметр RMS , ERN или ERZ превышает допустимые значения, включаются в каталог, и в примечании к этому событию указывается, что ошибка по какому-то параметру имеет недопустимую величину. Максимальная глубина событий, указанная в таблице, и максимальная ошибка ее определения свидетельствуют о наличии отдельных таких событий в каталоге. Согласно [Юдахин, 1983], на исследуемой территории события могут происходить до глубины 30 км.

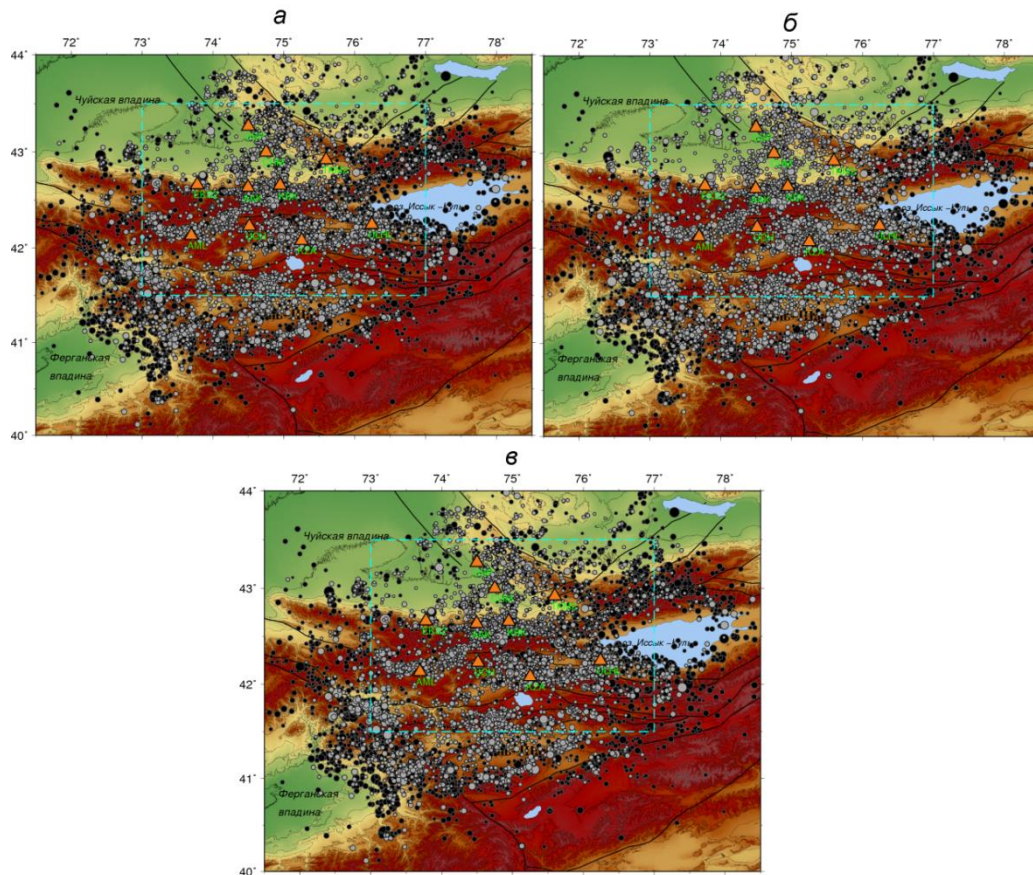


Рис. 2.3.5. На фоне общей сейсмичности (9820 событий) инверсным цветом показаны эпицентры землетрясений: а – с $RMS \leq 0.3$ с (5131 событие); б – с $ERN \leq 2$ км, (6865 событий); в – с $ERZ \leq 3$ км (6804 события). Бирюзовым прямоугольником отмечена территория БГП (по [Sycheva., 2022])

В работе [Сычева, 2005] было проведено сравнение параметров гипоцентров землетрясений, полученных разными авторами. С этой целью рассматривался каталог землетрясений, полученный по данным сети KNET (НС РАН), и каталог Института сейсмологии НАН КР. Было выбрано 970 локальных событий, которые произошли на

территории Центрального Тянь-Шаня в период 1996–2001 гг. Сравнение проводилось по трем параметрам землетрясений: широте, долготе и классу. Было определено, что среднее значение разницы определений по широте составляет ~ 2 км, по долготе ~ 200 м и по классу сейсмического события ~ 0.09 . Отмеченные расхождения в исследуемых параметрах могут быть обусловлены следующими причинами: разными скоростными моделями среды, используемыми в КИС и НС РАН, разными программами расчета гипоцентров и квалификацией обработчика. Незначительные расхождения в параметрах указывают на кондиционность каталога, полученного в Научной станции РАН на основе сейсмологической сети KNET.

Таблица 2.3.3. Граничные характеристики параметров каталога по данным сети KNET

Параметры	Дата	φ , °с.ш.	λ , °в.д.	H , км	K	N_0	RMS, с	ERN, км	ERZ, км
Мин.	02.01.1996	38.89	70.72	0.0	5.02	4	0.02	0.0	0.0
Макс.	31.12.2020	44.85	78.90	50.5	14.83	20	6.35	90.2.3	99.9

Примечание. φ – широта; λ – долгота; H – глубина; K – класс; N_0 – количество компонент; RMS – невязка наблюдаемых и расчетных времен вступления фронтов P - и S -волн; ERN – ошибка по горизонтали; ERZ – ошибка по вертикали.

2.3.3. Представительная выборка каталога землетрясений

Выше было отмечено, что программа *Hypocenter* в качестве энергетической характеристики вычисляет класс землетрясения. На рис. 2.3.6 представлено распределение землетрясений по классу и магнитуде, пересчитанной из класса по выражению (2.1). Основную часть каталога составляют слабые события.

Для корректного определения представительной части каталога землетрясений был привлечен подход, описанный в работе [Соболев, Пономарев, 2003], который предполагает удаление афтершоков из каталога перед ее нахождением. Для выделения афтершоковых зависимостей была использована программа, разработанная В.Б. Смирновым, алгоритм которой реализует метод локального отношения интенсивностей (ЛОИ) разработанный Молчаном Г.М. и Дмитриевой О.Е. [Молчан, Дмитриева, 1991].

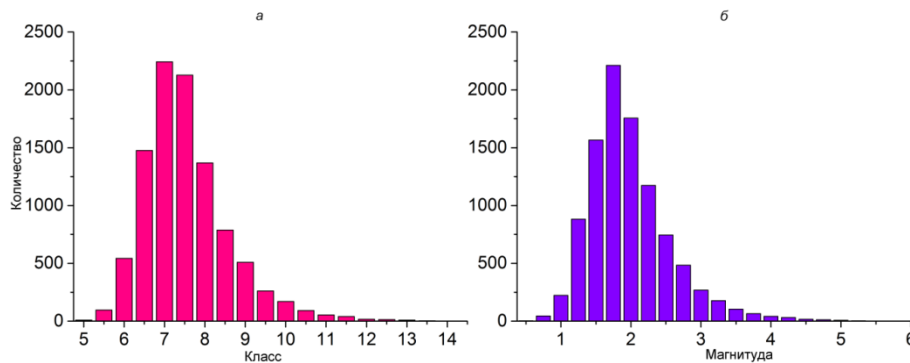


Рис. 2.3.6. Количественное распределение землетрясений по классу (а) и магнитуде (б) (по [Сычева, 2022])

Построение графика повторяемости и закон Гутенберга – Рихтера. Закон Гутенберга – Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944] выражает зависимость между величиной и общим

количеством землетрясений в любой данной области и в определенный временной период. Этот закон описывается линейной функцией вида:

$$\lg N(M) = a - bM, \quad (2.4)$$

где $N(M)$ – число землетрясений с магнитудами (или классами) не менее M , a и b – константы уравнения. Параметр a (a -value) формально описывает сейсмическую активность при $M = 0$, а b (b -value) – угловой коэффициент линейной части графика частотного распределения землетрясений, определяющий скорость уменьшения относительного числа событий с ростом их магнитуды. При использовании в качестве параметра землетрясения энергетического класса K вместо магнитуды M линейность графика повторяемости сохраняется, изменяются лишь величины коэффициентов. Сейсмическая активность a и наклон b (или γ при использовании энергетического класса K) являются одними из основных параметров сейсмического режима.

Для построения распределения Гутенберга – Рихтера рассчитывается функция $N(M)$. График этой функции строится в логарифмическом масштабе по оси количества землетрясений $\lg N$. Затем определяется M_c – *Magnitude of completeness*, M_{\max} – максимальная магнитуда, для которой за исследованный период времени произошло достаточно событий для статистики. Затем участок ($M_c < x < M_{\max}$) функции $y = \lg N(x)$ аппроксимируется функцией вида $y = a - b \cdot x$.

В терминах количества событий с магнитудой M , превышающей некоторое пороговое значение m (кумулятивное распределение), закон распределения землетрясений по энергиям принимает вид:

$$N(M > m) \sim 10^{-bm}, \quad (2.5)$$

где N обозначает число событий для указанного фиксированного периода времени и в заданном географическом регионе, b – константа (b -value), в большинстве случаев принимает значение около 0.9 [Касахара, 1985].

При построении графика повторяемости было подсчитано количество землетрясений, попавших в некоторый диапазон энергетического класса, шаг изменения диапазона составлял 0.1. По кумулятивному распределению Гутенберга – Рихтера было получено уравнение линейной части, аппроксимация данных выполнена полиномами по методу наименьших квадратов в среде *MatLab*. На рис. 2.3.7 представлены графики повторяемости (верхний ряд) и кумулятивные распределения Гутенберга – Рихтера (нижний ряд) для трех каталогов: каталога KNET, каталога KNET без афтершоков и каталога KNET без афтершоков, ограниченного координатами БГП. Характеристики линейной аппроксимации кумулятивного распределения Гутенберга – Рихтера, а также ошибки определения параметров линейного уравнения представлены в табл. 2.3.4.

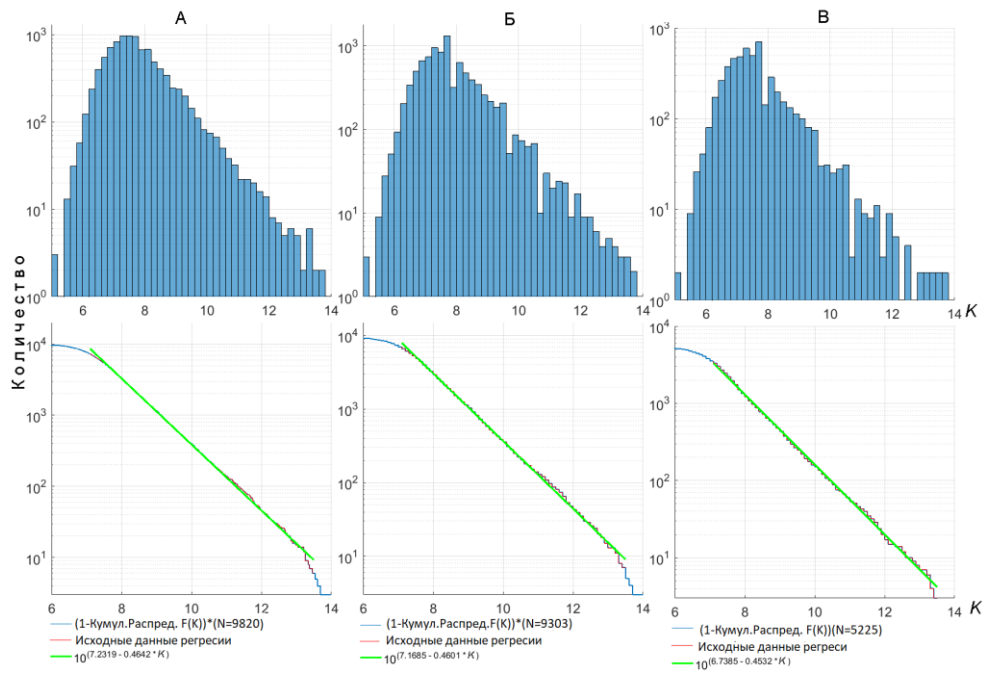


Рис. 2.3.7. График повторяемости и кумулятивное распределение Гутенберга – Рихтера для каталога KNET (А), для каталога KNET после удаления афтершоков (Б) и каталога KNET после удаления афтершоков, ограниченного координатами БГП (В) (по [Сычева, 2022])

Таблица 2.3.4. Перечень исследуемых выборок каталога KNET, ошибки регрессии линейной части распределения Гутенберга – Рихтера, параметры линейной части и их ошибки

Каталог	Ошибки регрессии			Параметры линейной части			
	Максимальное отрицательное отклонение	Максимальное положительное отклонение	RMS	a	a_{err}	γ	γ_{err}
А	0.2047	0.0595	0.0356	7.23	± 0.0049	0.46	± 0.0005
Б	0.1575	0.0840	0.0346	7.17	± 0.0048	0.46	± 0.0005
В	0.1883	0.0886	0.0376	6.74	± 0.0052	0.45	± 0.0005

Примечание. А – каталог KNET; Б – каталог KNET без афтершоков; В – каталог KNET без афтершоков, ограниченный координатами БГП.

Границы линейной части распределения Гутенберга – Рихтера, представленные в табл. 2.3.4, показывают, что представительными в каталоге являются землетрясения с $K \geq 7.2$ ($M \geq 1.8$). Если рассматривать каталог, ограниченный координатами БГП, то его представительность начинается с более слабых событий $K \geq 6.7$ ($M \geq 1.5$). Сейсмологическая сеть KNET расположена внутри территории БГП и позволяет в полном объеме регистрировать события с $K \geq 6.7$, при удалении от границ БГП количество зарегистрированных слабых землетрясений уменьшается. Поэтому при решении некоторых задач на основе каталога по данным сети KNET целесообразно ограничиваться территорией БГП, что дает возможность расширить класс исследуемых событий с $K \geq 6.7$.

Параметры линейной части распределения Гутенберга – Рихтера – a -value и b -value – относятся к важнейшим количественным характеристикам сейсмического режима. Наклон

графика выражает соотношение между числом сильных и слабых сейсмических событий или (уже в физической интерпретации) соотношение между числом больших и малых разрывов геологической среды. Уровень графика характеризует сейсмическую активность - суммарную интенсивность сейсмических проявлений на рассматриваемой сейсмоактивной территории. Эти параметры входят в основу метода количественного сейсмического районирования.

2.3.4. Статистические характеристики

Некоторые статистические характеристики представительной части каталога представлены на рис. 2.3.8. События во времени распределены неравномерно, наиболее сейсмически активным является период с 2003 по 2006 годы, а также 2017 год (рис. 2.3.8а). Основная часть землетрясений произошла на глубине 0–15 км (рис. 2.3.8б). 85% событий определены по 12–16 компонентам, максимальное возможное количество при заданной конфигурации сети может быть равно 20 (10 станций, *P*- и *S*-волны) (рис. 2.3.8в).

В работе [Юдахин, 1983] отмечено, что подавляющее большинство очагов землетрясений Тянь-Шаньского региона распространяется до глубин 15 км, реже встречаются очаги с глубиной 16–20 км и еще реже 25 км. Очаги с глубиной до 30 км наблюдаются очень редко, т. е. землетрясения Тянь-Шаня являются коровыми, и их очаги располагаются в верхней части земной коры, а точнее, в домезозойском основании.

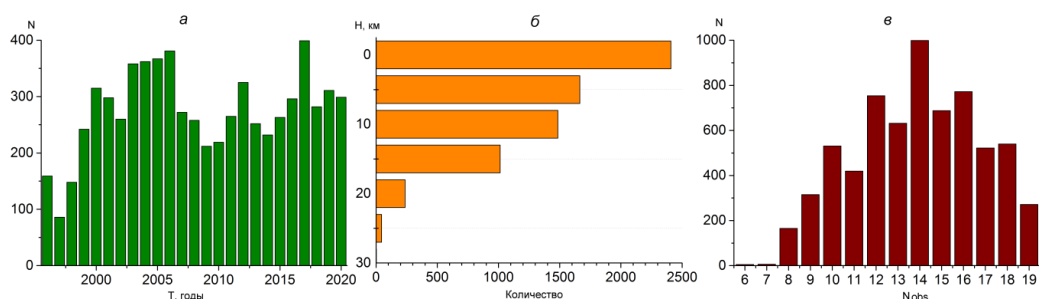


Рис. 2.3.8. Количественное распределение землетрясений: а – по времени; б – по глубине; в – по количеству компонент, участвующих в локализации землетрясения (по [Сычева, 2022])

2.4. Характеристики сейсмичности по данным каталога KNET

2.4.1. Количественное распределение землетрясений по классам во времени

Распределения, аналогичные представленному на рис. 2.3.5а, построены для отдельных выборок событий, сформированных в зависимости от класса землетрясения (рис. 2.4.1). Для слабых событий с $7.2 \leq K < 8$ максимальное количество приходится на период 2003-2006 гг. (около 200 землетрясений в год). В остальные годы их количество варьирует от 150 до 200. Для событий с $8 \leq K < 9$ и $9 \leq K < 10$ гистограммы имеют близкий характер распределения. Наблюдаются два периода, когда уровень этих событий падает до минимального значения, –

2008–2011 и 2013–2014 гг. Максимальное количество землетрясений в рассматриваемых выборках произошло в 2017 г.

Максимальное количество землетрясений с $10 \leq K < 11$ произошло в 2006 (24 события) и 2017 гг. (25 событий), минимальное в 2010 г. (менее 5 событий). В среднем землетрясения с $11 \leq K < 12$ происходят 2–6 раз в год. Максимальное число таких событий выпало на 2003 г. (9 событий) и на 2020 г. (14 событий).

Максимальное число землетрясений с $12 \leq K < 13$ произошло в 2005 и 2007 гг. (по 5 событий). В отдельные годы землетрясения такого класса не происходят, а в остальные годы их количество меняется в пределах 1–2 землетрясений в год. Реже происходят события с $13 \leq K < 14$. В 2004 и 2015 годах произошло по 2 землетрясения, а в период с 2006 по 2009 год произошло по одному землетрясению.

При визуальном рассмотрении полученных распределений не отмечен положительный или отрицательный тренд изменения количества событий с заданной энергетической характеристикой.

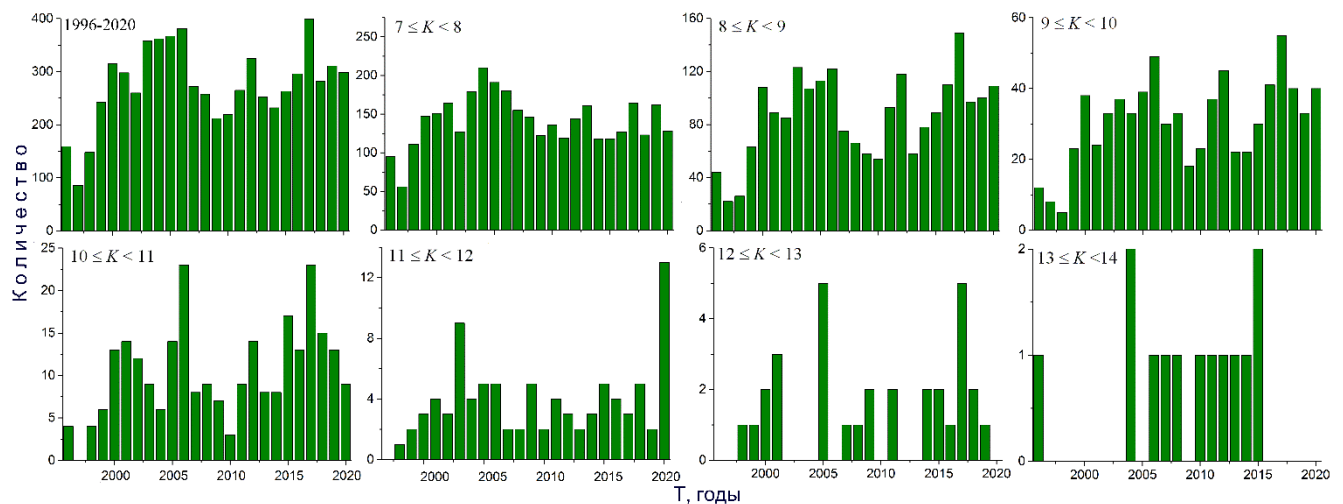


Рис. 2.4.1. Гистограммы распределения количества землетрясений по годам для выборок, сформированных в зависимости от класса землетрясения (по [Сычева, 2022])

2.4.2. Распределение землетрясений по глубине

На рис. 2.4.2 показано площадное распределение землетрясений на глубинах, соответствующих рис. 2.3.8б, но землетрясения, расположенные ниже 15 км, рассматривались в одной выборке.

На глубине 0–5 км (см. рис. 2.4.2а) наблюдается отсутствие землетрясений на территории расположения станций сети KNET, а основная часть событий находится вдоль бортов Иссык-Кульской впадины и Таласо-Ферганского разлома (за пределами сети). Такая конфигурация приповерхностной сейсмичности, скорее всего, частично связана с артефактами вычислительного процесса. Для глубин 5–10 (см. рис. 2.4.2б) и 10–15 км (см. рис. 2.4.2в)

рисунок распределения сейсмичности, которая в основном сосредоточена внутри сети и по ее окраинам, меняется мало, не считая плотности расположения событий. На глубине более 15 км основная часть событий расположена на территории, ограниченной координатами краевых станций сети (Северо-Тянь-Шаньская самогенерирующая зона), вдоль Чу-Илийских гор и на хребте Молдо-Тоо. Согласно полученным результатам, на глубины 5–15 км приходится ~50% землетрясений.

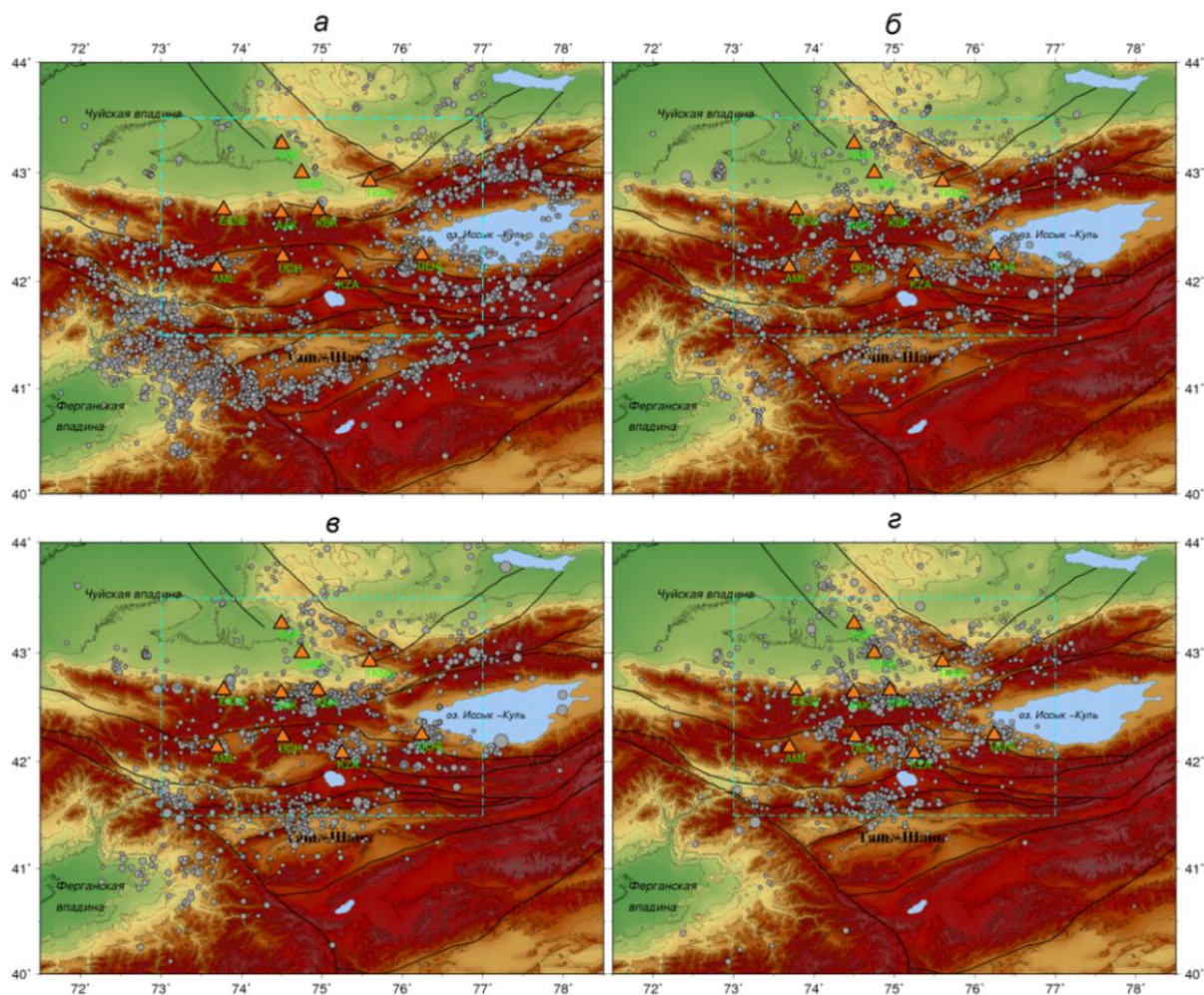


Рис. 2.4.2. Эпицентральное расположение землетрясений представительной части каталога по данным сети KNET на различных глубинах: а – 0-5 км (2419 событий); б – 5-10 км (1672); в - 10-15 км (1478); г – более 15 км (1293). Треугольниками обозначены станции сети KNET (по [Сычева, 2022])

На рис. 2.4.3 представлено распределение среднего значения ERZ в зависимости от глубины: слева – для всего каталога и для каталога, ограниченного координатами БГП; справа – для каталога, ограниченного координатами БГП, и для землетрясений за границами БГП. Во всех случаях среднее значение ERZ для БГП ниже, за исключением глубины 5–10 км.

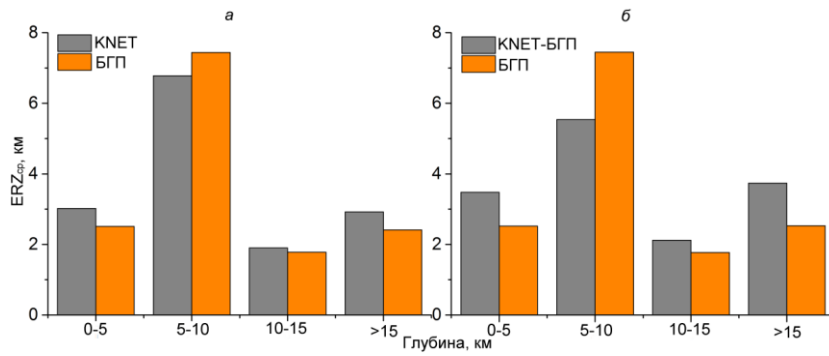


Рис. 2.4.3. Среднее значение ERZ для различных глубин расположения землетрясений: а – для каталога KNET и для каталога KNET, ограниченного координатами БГП; б – для каталога KNET за пределами координат БГП и для каталога KNET, ограниченного координатами БГП (по [Сычева, 2022])

2.4.3. Умеренные землетрясения

За исследуемое время зарегистрировано 46 землетрясений умеренной величины с $M \geq 4.4$ ($K \geq 12$, рис. 2.4.4). Основная часть этих землетрясений сосредоточена вдоль Таласо-Ферганского разлома, по юго-восточным бортам Ферганской впадины и в Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоне. Наибольшая плотность этих событий отмечена в восточной части Киргизского хребта.

К наиболее значимым землетрясениям можно отнести Кочкорское (25.12.2006, $m_b = 5.5$ (ISC), $K = 14.8$) и Луговское (22.05.2003, $m_b = 5.5$ (ISC), $K = 14.2$). Последнее сильное землетрясение в исследуемом регионе – Суусамырское 19.08.1992 с $M_S = 7.3$ [Сейсмологический ...] (см. рис. 2.4.4, малиновый цвет).

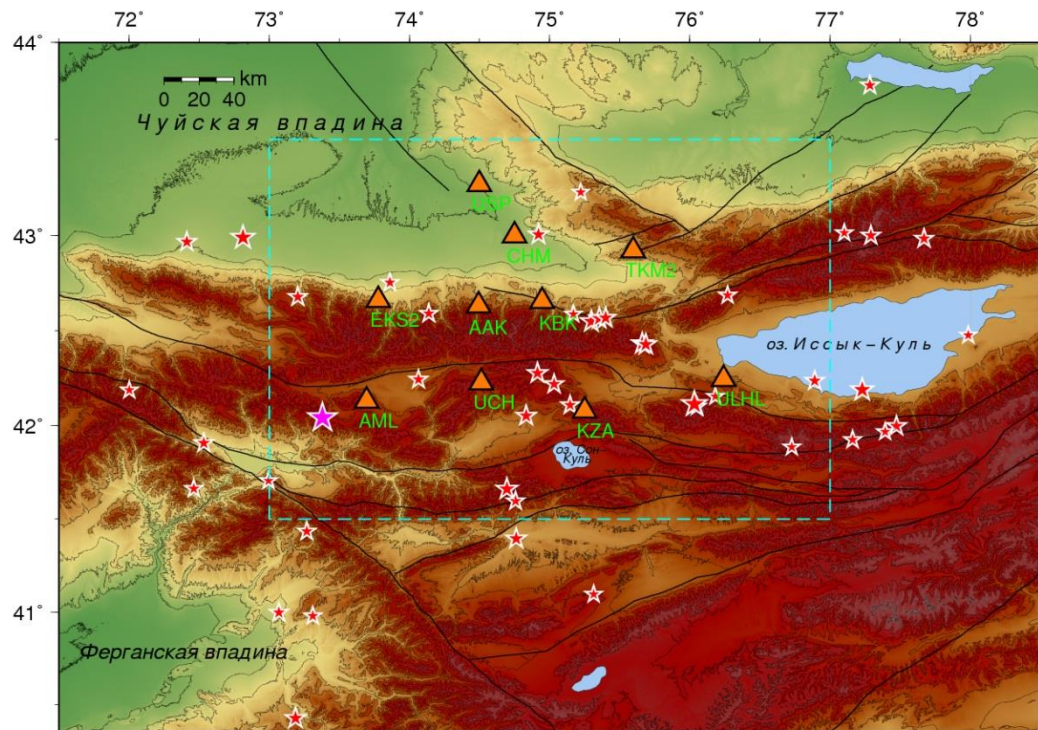


Рис. 2.4.4. Эпицентры землетрясений умеренной величины с $K \geq 12$ (красные звездочки) и Суусамырского землетрясения 19.08.1992 (малиновая звездочка) (по [Сычева, 2022])

2.4.4. Афтершоки и форшоки

В работе [Мухамадеева, Сычева, 2018] было отмечено, что более слабые события с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$) могут сопровождаться афтершоками, а у событий умеренной величины с $M \geq 4.4$ ($K \geq 12$) они могут отсутствовать. В этой связи поиск афтершоков в каталоге осуществлялся для событий с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$). За рассматриваемый период каталог содержит 401 событие с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$), 214 из них произошло на территории БГП.

Выделено 22 землетрясения, которые сопровождались афтершоками. Если исходный каталог по данным сети KNET включает в себя 9820 событий, то после удаления афтершоков число событий уменьшается до 9303. Доля афтершоков составляет $\sim 5\%$ от общего числа событий. В табл. 2.4.1 представлены некоторые характеристики главных событий, после которых произошли афтершоки: количество афтершоков N_{aft} и их длительность T_{aft} . N_{aft} включает в себя все афтершоки, определенные программой, а $N_{\text{aft(представит.)}}$ включает события только представительной выборки. Максимальное количество афтершоков последовало после событий 21.04.2017 ($K = 12.1$) и 22.05.2003 ($K = 14.2$) – 72 и 70 афтершоков соответственно. Минимальное количество афтершоков (4 события) соответствует землетрясению 05.02.2012 ($K = 13.2$). Упомянутые события можно отнести к землетрясениям умеренной величины, и указанное количество афтершоков показывает, что оно слабо зависит от класса события. Коэффициент корреляции между классом землетрясения и количеством афтершоков из табл. 2.4.1 составляет $k = 0.35$ ($k = 0.4$, по представительной части афтершоков), что указывает на отсутствие связи между этими параметрами. Это явление также отмечено в работе [Marsan, Helmstetter, 2017]. Максимальная длительность афтершоков (1267 дней) соответствует событию 22.05.2003 ($M = 5.6$, $K = 14.2$), минимальная (11 дней) – событию 27.02.1999 ($M = 4.3$, $K = 11.7$). К примеру, после Суусамырского землетрясения произошло более 2500 афтершоков в течение более 6 лет. Коэффициент корреляции между классом землетрясения и длительностью афтершоков из табл. 2.4.1 составляет $k = 0.65$, что указывает на наличие слабой связи между этими параметрами. Наиболее глубокий анализ афтершоков, в том числе из табл. 2.4.1, представлен в работе [Мухамадеева, Сычева, 2018]. В работах [Сычев и др., 2019; Sychev, Sycheva, 2019; Сычев, Сычева, 2021] афтершоковые последовательности, в том числе и Суусамырского землетрясения, рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса (параметры q и a).

Таблица 2.4.1. Некоторые характеристики главных событий и афтершоковых последовательностей

№	Дата	Время	Место	$\varphi, ^\circ$ с.ш.	$\lambda, ^\circ$ в.д.	H , км	K	N_{aft}	N_{aft} (представ.)	T_{aft}
1	14.05.1996	12:45:27	БГП	41.54	74.97	21	11.5	14	8	169

2	16.06.1996	19:39:14	KNET	42.50	72.91	9	10.4	25	15	359
3	27.02.1999	17:15:14	БГП	41.27	76.60	0	11.7	13	10	11
4	24.05.1999	07:39:21	БГП	42.66	75.04	6	10.6	15	15	139
5	22.05.2003	18:11:55	БГП	42.99	72.81	7	14.3	70	68	1267
6	16.01.2004	09:06:17	БГП	42.55	75.30	14	13.7	30	28	602
7	13.05.2004	22:37:09	БГП	42.61	74.62	12	10.2	24	23	272
8	05.07.2005	03:07:24	БГП	41.60	74.76	18	12.5	14	14	566
9	07.07.2005	19:22:05	БГП	42.66	74.84	11	10.9	12	12	207
10	27.12.2005	00:55:30	БГП	42.71	75.89	6	11.6	13	13	300
11	28.12.2005	01:52:48	БГП	42.69	75.41	12	11.9	13	11	19
12	08.11.2006	02:21:26	БГП	42.57	75.36	18	13.4	34	32	705
13	25.12.2006	20:00:58	БГП	42.11	76.03	0	14.8	53	53	1243
14	02.03.2010	01:55:36	БГП	42.43	75.66	19	13.3	30	29	896
15	05.02.2012	07:10:15	БГП	41.40	74.76	13	13.2	4	4	142
16	14.10.2012	16:30:08	KNET	40.90	74.14	0	10.4	15	8	346
17	23.11.2013	09:42:06	БГП	42.42	75.68	11	13.0	15	14	91
18	10.07.2015	00:31:56	KNET	41.06	74.06	0	11.4	17	16	301
19	04.10.2015	21:43:17	БГП	42.55	75.17	14	10.1	34	34	177
20	17.11.2015	17:29:36	KNET	40.43	73.19	3	13.5	17	17	368
21	08.02.2016	10:24:12	БГП	42.59	75.15	10	10.2	33	32	285
22	21.04.2017	00:55:43	БГП	42.59	75.17	12	12.1	72	67	6

Примечание. БГП: 41.5-43.5° с.ш.– 73-77° в.д.; KNET: 42-43° с.ш.– 73.75-76° в.д.

На рис. 2.4.5 представлены эпицентры землетрясений из табл. 2.4.1 (отмечены звездочкой) и их афтершоков. Основная часть этих событий расположена в восточной части Киргизского хребта и западной части Иссык-Кульской впадины.

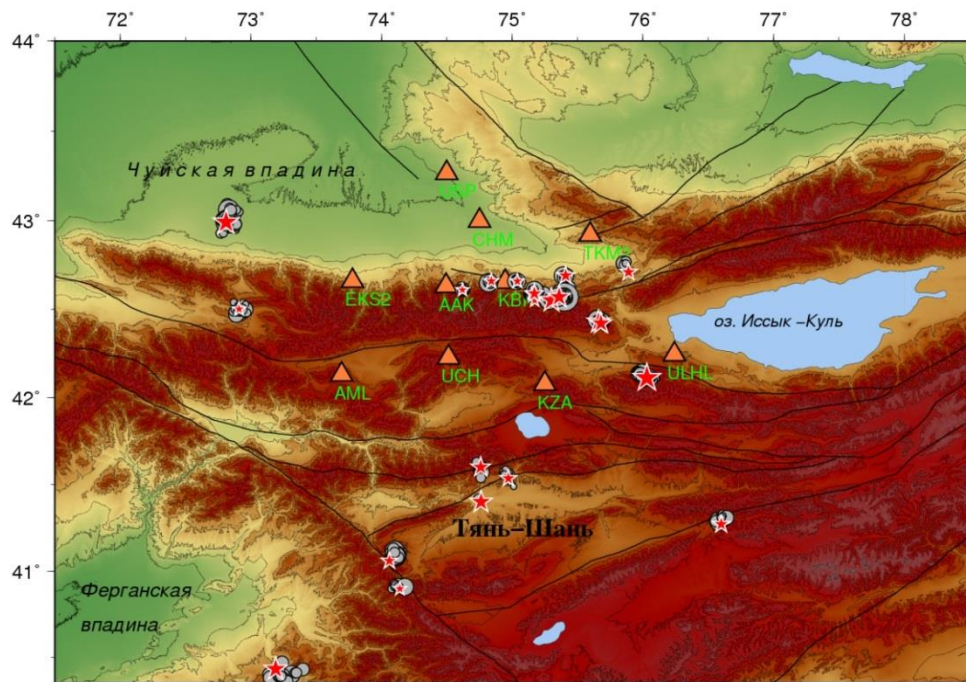


Рис. 2.4.5. Эпицентры землетрясений из табл. 2.4.1 (22 землетрясения, $K \geq 10$, звездочки) и их афтершоков (по [Сычева, 2022])

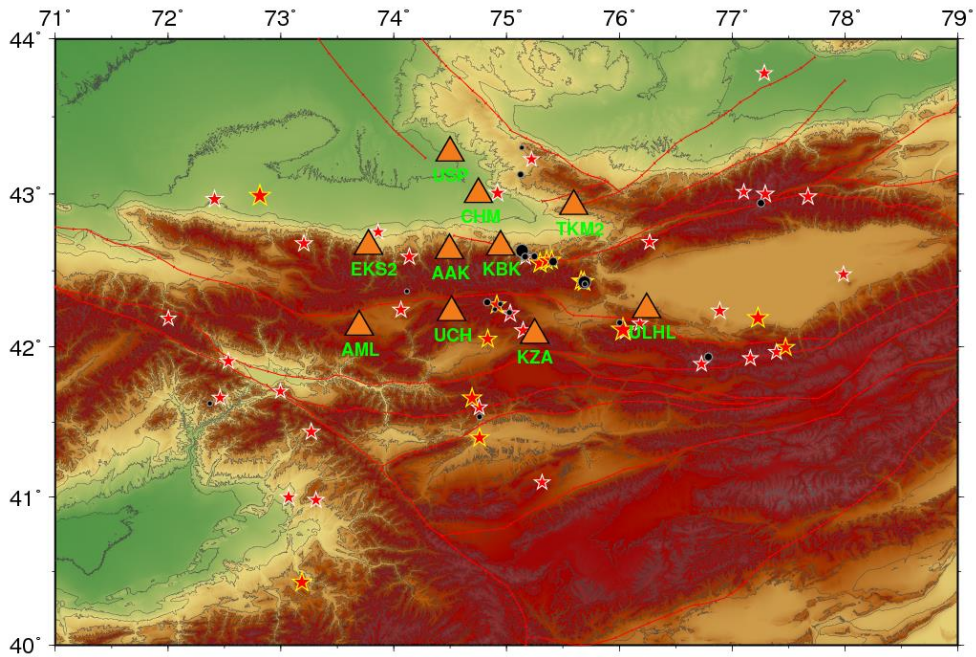


Рис. 2.4.6. Эпицентры землетрясений с $K \geq 12$ (звездочки) и их форшоки (серые кружки). Звездочка обведена белым цветом для событий $12 \leq K < 13$, желтым для событий с $K \geq 13$

Одним из предвестников крупного землетрясения могут являться форшоковые события [Рогожин и др., 2000]. Для исследования вопроса о том, насколько форшоки могут работать как прогнозный признак для землетрясений Северного Тянь-Шаня, был рассмотрен каталог землетрясений, полученный на основе данных сети KNET за 1996–2020 гг. Из каталога были выбраны землетрясения с $K \geq 12$ (землетрясения умеренной силы). За исследуемый период произошло 46 таких сейсмических событий: 31 землетрясение с $12 \leq K < 13$ и 15 землетрясений с $K \geq 13$. Минимальная энергетическая характеристика землетрясения $K = 12$, максимальная $K = 14.8$. На рис. 2.4.6 представлены эпицентры этих событий, а в табл. 2.4.2 указаны некоторые характеристики этих землетрясений. Для поиска форшоков рассматривались сейсмические события, которые произошли за 30 дней до главного события в области с радиусом 0.15° ($R \approx 15$ км) вокруг него. На рис. 2.4.6 события, найденные по указанным признакам, отмечены серым цветом. Информация об этих событиях также сведена в табл. 2.4.2.

Таблица 2.4.2. Список землетрясений с $K \geq 12$ (отмечены нумерацией) и форшоковые события

№	Дата	Ч	Мин	Сек	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	Н, км	K	No	D_{\min}	RMS	ERH	ERZ	N_f
1	18.01.1996	9	33	50.02	41.996	77.473	0.1	13.04	17	105.0	0.38	1.2	0.7	1
	25.10.1998	15	33	1.67	42.365	74.117	6.2	6.79	16	35.9	0.49	1.3	6.7	Ф
2	21.11.1998	11	46	9.44	42.243	74.064	20.8	12.5	20	32.8	0.25	0.7	1.4	1
3	06.12.1999	7	33	11.59	42.687	76.269	1.5	12.25	15	49.0	0.47	3.5	4.2	0
4	13.02.2000	9	46	7.60	41.705	72.996	4.1	12.02	19	74.6	0.37	2.2	2.3	0
5	08.08.2000	1	15	7.58	42.236	76.890	0.2	12.72	16	53.1	0.80	5.9	5.7	0
	14.05.2001	15	24	56.11	42.159	76.003	7.0	7.49	14	21.7	0.25	1.1	3.9	Ф
6	22.05.2001	15	2	33.55	42.153	76.182	13.2	12.06	20	11.3	0.30	1.3	1.2	1
7	02.09.2001	20	25	15.88	40.998	73.069	0.0	12.68	17	136.2	0.63	5.6	3.4	0

№	Дата	Ч	Мин	Сек	φ , °	λ , °	H, км	K	No	D _{min}	RMS	ERH	ERZ	N _f
8	18.11.2001	1	28	55.44	42.591	74.139	6.5	12.65	20	29.4	0.31	0.7	2.5	0
9	22.05.2003	18	11	55.01	42.989	72.814	7.0	14.26	17	118.8	0.38	2.0	1.9	0
	27.12.2003	20	9	30.59	42.624	75.167	14.6	7.06	14	18.3	0.24	0.6	1.7	Φ
10	16.01.2004	9	6	17.90	42.549	75.297	14.0	13.68	20	30.9	0.34	0.8	2.0	1
	04.05.2004	4	36	4.48	42.246	74.898	7.0	6.76	9	31.6	0.34	0.7	3.9	Φ
	11.05.2004	0	28	12.80	42.282	74.944	6.1	7.15	10	33.8	0.32	0.9	3.4	Φ
	16.05.2004	10	28	48.59	42.293	74.829	5.3	8.16	19	26.9	0.36	0.9	2.6	Φ
11	02.06.2004	17	15	10.82	42.276	74.914	17.9	13.25	20	33.3	0.29	0.4	1.1	3
12	16.01.2005	9	26	55.84	41.905	72.534	5.6	12.7	18	98.7	0.24	1.5	1.6	0
	07.03.2005	23	51	56.29	41.625	72.371	0.0	7.13	12	122.9	0.38	4.6	2.5	Φ
13	12.03.2005	17	5	22.40	41.662	72.462	2.4	12.34	16	114.2	0.23	1.9	1.2	1
	02.06.2005	21	58	56.97	42.941	77.255	7.4	8.56	15	112.5	0.39	2.4	1.7	Φ
14	24.06.2005	9	33	21.55	43.014	77.103	0.0	12	18	109.9	0.52	4.1	5.3	1
15	05.07.2005	3	7	24.82	41.598	74.758	18.4	12.47	17	66.8	0.23	1.1	8.0	0
16	08.10.2005	6	25	58.93	42.101	76.053	6.8	12.34	18	22.2	0.39	3.4	8.1	0
	17.10.2006	3	20	48.64	42.594	75.247	21.7	7.95	16	25.4	0.32	0.9	2.2	Φ
	20.10.2006	11	49	22.89	42.560	75.413	12.4	9.04	18	39.5	0.38	0.4	1.3	Φ
17	08.11.2006	2	21	26.94	42.565	75.356	18.6	13.37	20	34.9	0.31	0.6	2.2	2
18	25.12.2006	20	0	58.32	42.112	76.032	0.1	14.83	18	22.6	0.30	1.3	1.9	0
19	06.06.2007	11	9	25.58	42.569	75.400	13.0	13.25	18	38.2	0.26	0.5	2.2	0
20	09.10.2007	16	0	41.39	42.983	77.672	0.0	12.82	15	141.7	0.51	2.7	1.9	0
21	05.10.2008	15	52	41.61	38.896	73.395	50.2	13.25	10	360.0	0.26	6.5	99.9	0
22	03.12.2008	4	26	28.64	42.678	73.204	11.0	12.75	15	46.8	0.21	0.8	1.7	0
23	01.02.2009	11	25	38.02	42.753	73.862	14.9	12.29	19	12.3	0.34	1.2	1.3	0
24	27.04.2009	20	4	12.18	42.966	72.413	8.8	12.85	13	116.0	0.37	2.9	2.7	0
25	02.03.2010	1	55	36.02	42.433	75.661	19.3	13.34	17	51.7	0.23	0.3	1.6	0
26	18.03.2011	9	36	26.75	43.006	74.920	17.1	12.98	20	13.8	0.34	0.9	1.6	0
27	09.04.2011	12	30	25.45	42.051	74.834	6.3	13.2	19	32.7	0.44	1.4	6.0	0
28	02.06.2011	21	6	46.42	42.476	77.986	11.2	12.22	19	73.9	0.42	2.4	5.5	0
	03.02.2012	20	11	54.99	41.536	74.761	11.1	7.25	9	70.5	0.18	1.0	3.0	Φ
29	05.02.2012	7	10	15.20	41.396	74.761	13.4	13.21	9	78.5	0.20	1.4	2.9	1
	23.11.2013	0	14	30.51	42.425	75.690	8.3	10.8	20	49.5	0.43	0.5	13.3	Φ
	23.11.2013	0	50	2.77	42.413	75.695	21.0	7.36	10	48.6	0.27	1.3	5.1	Φ
30	23.11.2013	9	42	6.75	42.427	75.687	9.9	13.46	19	49.8	0.34	0.9	13.9	2
	17.01.2014	4	35	1.55	42.226	75.026	20.5	7.63	16	24.6	0.24	0.2	0.4	Φ
31	21.01.2014	20	46	36.22	42.107	75.147	14.0	12.57	18	9.0	0.25	0.8	1.0	1
32	15.08.2014	21	42	29.76	43.000	77.293	7.7	12.85	16	119.1	0.55	3.4	2.6	0
33	14.11.2014	1	24	16.73	42.189	77.229	10.1	13.98	15	81.2	0.41	3.5	1.6	0
34	22.01.2015	15	52	27.18	42.218	75.033	6.4	12.89	18	42.6	0.33	1.0	4.4	0
35	17.11.2015	17	29	36.61	40.426	73.187	3.1	13.53	16	194.1	0.45	4.7	3.2	0
36	01.12.2015	6	13	43.27	41.435	73.270	29.8	12.68	11	84.9	0.41	3.8	2.3	0
37	07.12.2015	8	30	53.22	41.660	74.695	15.9	13.6	18	64.6	0.24	1.0	1.8	0
	17.11.2016	8	24	18.23	43.127	75.125	18.1	7.73	12	33.6	0.26	0.8	2.2	Φ
	01.12.2016	16	21	49.77	43.301	75.136	7.1	6.88	11	45.8	0.25	1.2	99.9	Φ
38	18.12.2016	5	54	53.02	43.225	75.222	13.9	12.15	18	45.6	0.30	0.9	1.3	2
	19.04.2017	11	22	24.82	42.590	75.155	14.3	7.6	12	18.5	0.27	0.9	2.0	Φ
	19.04.2017	11	25	53.89	42.592	75.156	14.0	8.04	14	18.5	0.20	0.5	1.8	Φ
	19.04.2017	11	44	27.84	42.594	75.160	13.1	8.35	15	18.7	0.23	0.6	1.8	Φ

№	Дата	Ч	Мин	Сек	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	Н, км	K	N_0	D_{\min}	RMS	ERH	ERZ	N_f
	19.04.2017	11	56	34.90	42.595	75.162	11.9	8.53	16	18.8	0.32	0.4	1.1	Ф
	21.04.2017	0	43	8.80	42.631	75.138	14.7	10.96	10	15.8	0.37	1.8	2.7	Ф
	21.04.2017	0	54	2.87	42.592	75.165	11.1	7.99	16	19.1	0.31	0.4	1.2	Ф
39	21.04.2017	0	55	43.87	42.588	75.169	12.1	12.1	18	19.6	0.35	0.4	1.2	6
	21.04.2017	16	57	12.35	41.933	76.789	0.1	8.72	14	57.0	0.54	1.5	1.0	Ф
40	28.04.2017	5	1	24.87	41.885	76.728	5.5	12.18	16	56.8	0.42	2.7	2.9	1
41	16.05.2017	9	7	16.46	42.186	72.003	0.0	12.19	10	138.7	0.41	7.1	4.4	0
42	23.07.2017	10	36	35.73	41.098	75.315	0.1	12.1	18	141.7	0.22	0.8	0.8	0
43	16.11.2017	1	42	56.88	41.965	77.393	0.0	12.21	14	99.7	0.28	2.6	1.5	0
44	26.03.2018	12	53	48.34	43.780	77.285	11.4	12.52	15	166.1	0.54	4.8	3.5	0
45	14.09.2018	22	15	3.65	41.924	77.161	7.4	12.26	16	83.8	0.34	2.6	1.1	0
46	12.08.2019	17	14	45.54	40.980	73.311	8.1	12.41	13	190.7	0.47	4.0	3.1	0

Примечание. Жирным шрифтом отмечены землетрясения с $K \geq 12$. Серым цветом выделены строки с форшоками. N_f – количество форшоков для главного точка. Ф – форшок.

Обработка данных из табл. 2.4.2 позволила получить некоторые количественные характеристики по форшокам для разных классов событий, которые представлены в табл. 2.4.3.

Таблица 2.4.3. Некоторые количественные характеристики по форшоковым событиям

Класс	N	N_f	$N_{\min F}$	$N_{\max F}$	$K_{\min F}$	$K_{\max F}$	% событий с форшоком
$12 \leq K < 13$	31	8	1	6	6.80	10.96	25%
$K \geq 13$	15	5	1	3	7.06	10.80	33%

Примечание. N – количество событий, N_f – количество событий с форшоками, $N_{\min F}$, $N_{\max F}$ – минимальное и максимальное количество форшоков пере, $K_{\min F}$, $K_{\max F}$ – минимальный и максимальный класс форшоков.

Согласно табл. 2.4.3 форшоковые события происходят для 28% землетрясений с $K \geq 12$. Большой частью это слабые события (см. табл. 2.4.2), которые можно принять за регулярную сейсмичность. Максимальное количество форшоков (6 событий) произошло за два дня до главного события 21.04.2017 года. Это единственный пример, когда форшоки могли быть предвестником главного толчка.

2.4.5. Распределение сейсмичности по территории

Расчет количественного распределения сейсмических событий в год (количество землетрясений нормировано на рассматриваемый период в годах) по территории проводился по ячейкам размером $0.25 \times 0.25^\circ$. Результаты построений представлены на рис. 2.4.7. На эту же карту вынесены землетрясения умеренной величины и события, сопровождающиеся афтершоками (табл. 2.4.1). Прямоугольником на рисунке отмечены границы БГП. Значительная часть умеренных землетрясений и событий, после которых последовали афтершоки, расположена на территории БГП, что связано с активностью Северо-Тянь-Шаньской сейсмогенерирующей зоны, на территории которой выделен Бишкекский геодинамический полигон.

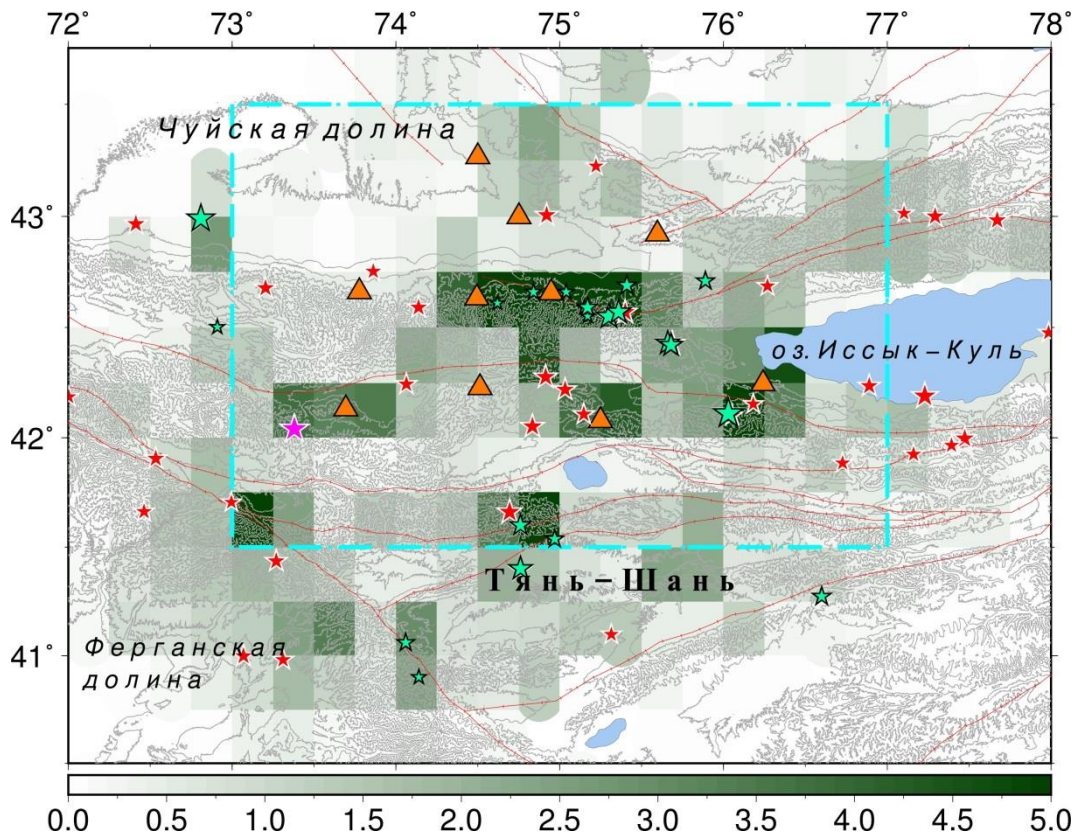


Рис. 2.4.7. Распределение количества землетрясений/год. Красными звездочками отмечены землетрясения с $K \geq 12$ ($M \geq 4.4$), и зелеными главные события из табл. 2.4.1, после которых последовали афтершоки. Треугольниками обозначены станции сети KNET. Прямоугольником обозначена территория БГП (по [Сычева, 2022])

Максимум сейсмичности (более 5 землетрясений, см. легенду рис. 2.4.7) приходится на восточную часть хребта Молдотау (71.8° в.д., 41.6° с.ш., 10.7 событий/год), район Иссык-Атинского разлома с 74.25 в.д. до 75.5 в.д. (7.2 события/год, восточная часть северных предгорий Киргизского хребта), на юго-восточную часть Кочкорской впадины (5.6 событий/год). В указанных областях произошли землетрясения, после которых последовали афтершоки. Значимое число землетрясений с афтершоками произошло в восточной части северных предгорий Киргизского хребта. Центральную часть Талассо-Ферганского разлома (73.13° в.д. и 41.6° с.ш., 5 событий/год) также можно отнести к области активной сейсмичности. Горы Сандык, Карамойнок и Кызарт (более 4 землетрясений в год) также являются сейсмически активными. К асейсмическим зонам можно отнести область Джумгальской впадины и западную часть Чуйской впадины.

2.5. Выводы

1. Уровень сейсмического шума станций сети KNET позволяет отнести их к малошумящим. Качественные сейсмограммы, полученные при эксплуатации Киргизской

сейсмологической сети KNET, пригодны для использования при расчете очаговых параметров (кинематических и динамических) для большого числа землетрясений в исследуемом регионе, сопоставимого с общим числом зарегистрированных событий с магнитудами $M > 3$.

2. Для расчета параметров гипоцентра локальных землетрясений предпочтительной является скоростная модель, предложенная в работе Стива Роеккера для территории Тянь-Шаня.
3. Для каталога землетрясений по данным сети KNET представительными являются события, начиная с $M \geq 1.8$ ($K \geq 7.2$). Для каталога, ограниченного координатами Бишкекского геодинамического полигона ($41.5-43.5^\circ$ с. ш., $73-77^\circ$ в. д.) представительными являются землетрясения, начиная с $M \geq 1.5$ ($K \geq 6.7$).
4. Каталог землетрясений, банк времен прихода P - и S -волн, волновые формы, полученные на основе данных сети KNET, обеспечивают хороший задел для решения различных сейсмологических задач.

Глава 3. Исследование распространения сейсмических волн в среде (Функции Грина)

Известно, что для определения динамических параметров очагов землетрясений необходимо определить значения угловой частоты f_0 и спектральной плотности Ω_0 очагового спектра (рис. 3.1).

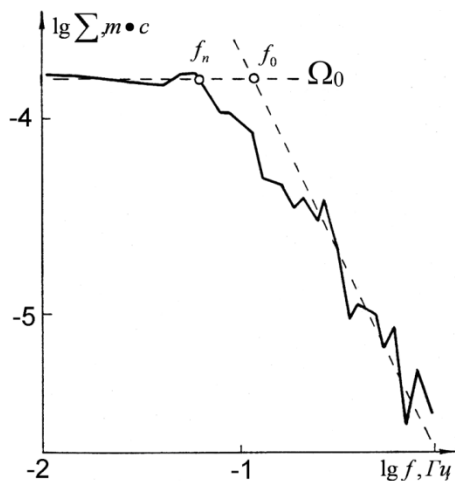


Рис. 3.1. Пример очагового спектра и его основных параметров: угловая частота f_0 и спектральная плотность Ω_0

Зная эти данные, можно вычислить следующие динамические параметры землетрясений: сейсмический момент M_0 , радиус Брюна r , сброс касательных напряжений $\Delta\sigma$, среднее смещение D и так далее. Основная проблема при расчете динамических параметров состоит в получении спектра источника. При его построении решается обратная задача геофизики - переход от станционного спектра к очаговому.

Уменьшение амплитуды сейсмического сигнала по мере распространения от источника происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения, а небольшой слой горных пород низкой плотности непосредственно под сейсмической станцией может породить резонанс сигнала, усилив его. Поправка на это усиление называется станционной поправкой (*site-effect*).

Следуя подходу работ [Parolai et al., 2007; Ameri et al., 2009; Oth et al., 2009; 2011], соотношение между спектром смещения для отдельной j -станции, находящейся на расстоянии R от источника, $U_{ij}(f, R)$, и спектром источника $S_i(f)$ можно записать в виде

$$U_{ij}(f, R_{ij}) = S_i(f) \cdot A_{ij}(f, R_{ij}) \cdot G_j(f). \quad (3.1)$$

В правую часть выражения (3.1) наряду с очаговым спектром $S_i(f)$ входят две функции Грина $A_{ij}(f, R)$ и $G_j(f)$. Функция $G_j(f)$ является станционной поправкой (*site-effect*). Зависящая от частоты и расстояния функция $A_{ij}(f, R)$ описывает изменения амплитуды спектральных гармоник на пути от очага до станции за счет геометрического расхождения и поглощения энергии в среде (фактор конечной добротности, Q).

Для вычисления $S_i(f)$ из выражения (3.1) для землетрясений, зарегистрированных станциями сети KNET необходимо знать станционные поправки, а также функцию зависимости добротности от частоты вида $Q(f) = Q_0 \cdot f^n$ с численными значениями коэффициентов Q_0 и n .

Важным сейсмическим свойством горных пород является *степень поглощения* ими сейсмической энергии, что определяет динамические характеристики волн и, прежде всего, их интенсивность и дальность распространения. Поглощение вызывается потерями упругой энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны экспоненциально убывает с расстоянием x , т. е.

$$A = A_0 e^{-\delta x},$$

где A_0 – амплитудный параметр; δ – коэффициент поглощения (коэффициент затухания).

Коэффициент поглощения, разный для разных пород, возрастает с ростом пористости, трещиноватости, с уменьшением глубины их залегания, водонасыщенности и др. В среднем у изверженных, метаморфических и сцементированных осадочных пород $\delta = 10^{-5} - 10^{-3}$ (1/м), у рыхлых осадочных $\delta = 10^{-3} - 0.5$ (1/м).

Для описания затухания сейсмических волн обычно используется безразмерный параметр Q (*quality*, добротность), который определяется как отношение энергии волны к энергии, потерянной за один цикл колебания. Связь добротности с коэффициентом затухания волны на данной частоте, f , определяется общим выражением из теории колебаний и волн

$$\delta = \pi f \cdot (VQ)^{-1}. \quad (3.2)$$

Существуют различные методы оценки сейсмической добротности, для чего могут быть использованы прямые P - и S -волны, а также кода-волны землетрясений. Согласно [Havskov, Ottermoller, 2010] в настоящее время активно используются следующие подходы (методы) оценки добротности:

- анализ кода-волн одной станции;
- анализ спектральных соотношений P - или S -волн двух станций;
- томографическая инверсия на основе множества станций.

Ниже представлены результаты исследования сейсмической добротности на основе метода, использующего кода-волны на базе одной станции, томографической инверсии на основе станций сети KNET, а также станционных поправок станций сети KNET определенных на основе H/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений.

3.1. Метод кода-волн локальных землетрясений

Согласно [Раутиан и др., 1981], сейсмическая кода – это та часть записи землетрясения, где регулярные волны практически полностью отсутствуют, и наблюдается чисто колебательный процесс. Трудно оценить долю продольных (P) и поперечных (S) волн, формирующих коду. Свойства кода-волн – стабильность формы огибающих: форма огибающих коды разных землетрясений, записанных одной и той же станцией, одинакова. Увеличение участка рассмотрения кода-волн позволяет оценить все более глубокие слои среды.

Региональные оценки эффективной добротности среды Тянь-Шаньского региона на основе исследования кода-волн по записям широкополосной аппаратуры СКМ, СКД и частотно-избирательной станции были сделаны в работе [Земцова, 1985]. Полученные результаты основаны на обработке более 400 аналоговых записей от 160 землетрясений, основная их часть произошла на территории Южного Тянь-Шаня.

Накопление большого массива сейсмологических данных позволяет решить задачу оценки добротности Бишкекского геодинамического полигона на основе исследования кода-волн. Преимущество этого метода заключается в том, что для получения добротности среды возможно использование одной станции и при этом не требуется учитывать станционные поправки, так как для множества землетрясений рассматривается одна и та же станция.

3.1.1. Исходные данные

Для исследования добротности среды были использованы записи землетрясений, зарегистрированных сейсмической сетью KNET в период с 1999 по 2014 г. (высокое качество работы сети KNET (99%) стало возможным с середины 1998 г., когда сеть начала работать в режиме реального времени).

Для оценки добротности среды территории БГП достаточно оценить добротность в окрестности расположения каждой станции сети KNET. Если радиус окрестности выбрать 100 км, то пересечения таких областей покрывают всю территорию БГП. Исходя из этого, вокруг каждой станции анализировались только те события, для которых расстояние между эпицентром и станцией было не меньше 20 км (дальняя зона) и не больше 100 км. В результате рассмотрено более 5000 локальных землетрясений с $K = 6-14$ (рис. 3.1.1). По каждому землетрясению были сформированы записи скорости смещения с частотой оцифровки 100 Гц по всем трем компонентам (E , N , Z) длительностью 300 секунд. В дальнейшем из полученных записей использовались только те, для которых хвостовая часть сейсмограммы была свободна от разного рода помех или наложения другого сейсмического события и соотношение сигнал/шум было больше трех.

В результате расчета добротности среды обработано более 150 000 записей землетрясений (10 станций, по каждой станции рассмотрены три компоненты). Максимальное количество записей рассмотрено по станциям KZA и ТКМ2, минимальное – по станциям ЕКС2 и USP, что обусловлено распределением сейсмичности вокруг этих станций (рис. 3.1.1).

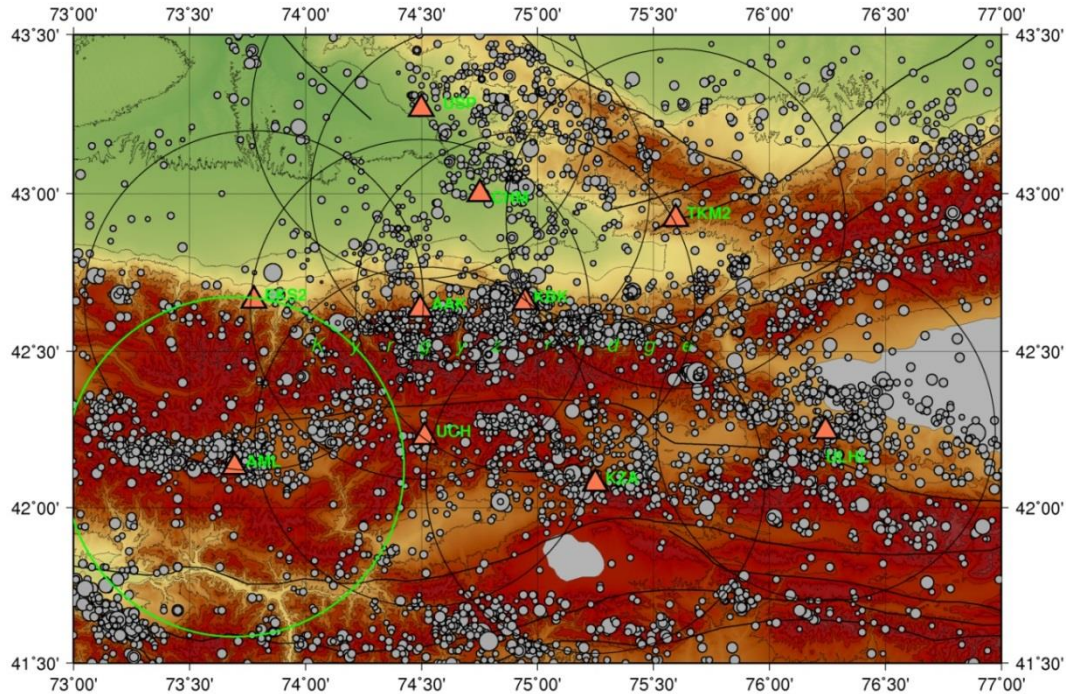


Рис. 3.1.1. Распределение сейсмичности по данным сейсмической сети KNET (по [Сычева и Сычев, 2017]): минимальный радиус круга соответствует сейсмическому событию с $K = 6$, максимальный – с $K = 14$. Треугольниками обозначено положение станций сети KNET. Окружности черного цвета вокруг каждой станции радиусом 100 км обозначают области сейсмических событий, которые были использованы для анализа. В качестве примера такая область вокруг станции AML обозначена зеленым цветом

3.1.2. Методика

В работах [Rautian et al., 1978; Раутиан и др., 1981] показано, что кода-волны на сейсмограмме выделяются на интервале, равном двум временам пробега S-волны. Если время прихода S-волны обозначить как t_s , то начало кода-волн соответствует времени $2t_s$. По условиям выборки событий для анализа в нашей работе на временах больших, чем $2t_s$, очаговыми процессами можно пренебречь.

Выше отмечено, что уменьшение амплитуды сигнала по мере распространения от источника происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения. Амплитуда кода-волн для однократного рассеяния, согласно [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975], может быть записана как

$$A(f, t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f t}{Q(f)}}, \quad (3.3)$$

где β – показатель степенной функции, учитывающий геометрическое расхождение волн: $\beta = 1.0$ для объемных, $\beta = 0.5$ для поверхностных волн и $\beta = 0.75$ при диффузионном механизме [Fehler, Sato, 2009]; k – константа, определяемая для каждого региона. Логарифмируя выражение (3.3), получим:

$$\ln A(f, t) = \ln A_0 - \beta \ln t - \pi f k - \frac{t f \pi}{Q(f)} \quad (3.4)$$

или

$$\ln A(f, t) + \beta \ln t = \ln A_0 - \pi f k - \frac{t f \pi}{Q(f)}. \quad (3.5)$$

Для вычисления $Q(f)$ на определенной частоте из выражения (3.5) к кода-волнам применяется полосно-пропускающий фильтр с центральной частотой f . Затем подстановка огибающей сейсмограммы $A(f, t)$ в формулу $\ln(A(f, t)) + \beta \ln(t)$ дает линейную функцию от t с коэффициентом наклона равным $-\pi f / (Q(f))$, из которой может быть определено значение $Q(f)$. Добротность, определенная методом кода-волн, обычно называется кода Q или Q_c . Основные этапы, которые включает метод, представлены в [Fehler, Sato, 2009]: выделение кодовой волны; фильтрация выделенного участка на разных частотах; построение огибающей и ее регрессии и вычисление добротности.

Огибающая кода-волн. Согласно [Fehler, Sato, 2009], для определения огибающих сейсмограмм землетрясений обычно вычисляется сглаженный след квадрата сейсмограммы, который называется огибающей сейсмограммы по среднему квадрату (MS – *mean square*). Также вычисляется корень квадратный из MS , чтобы построить огибающую сейсмограммы по RMS (*root mean square*).

Для выявления частотной зависимости параметров цифровых сейсмограмм, в частности для параметра Q , использовались узкополосные цифровые фильтры с центральной частотой f и шириной полосы Δf , выделяющие из спектра сигнала рассматриваемую область частот, и преобразование Гильберта для дальнейшего вычисления огибающей кода-волн. Результатом узкополосной фильтрации является функция $v(t, f)$. Средний квадрат этой функции (MS), вычисленный с помощью скользящего прямоугольного окна длительностью T (постоянная времени сглаживания), представляется выражением

$$\langle v(t, f)^2 \rangle_T = \frac{1}{T} \int_{t-T/2}^{t+T/2} |v(t', f)|^2 dt'. \quad (3.6)$$

Путем извлечения корня из MS -огибающей находится RMS -огибающая: $\sqrt{\langle v(t, f)^2 \rangle_T}$.

Так как v – колебательная скорость смещения частиц среды распространения, то произведение

плотности колеблющейся массы ρ_0 на $\langle v^2 \rangle_T$ есть удвоенная кинетическая энергия, которая является суммой кинетической и потенциальной энергий для стационарного состояния. Для анализа кода-волн обычно используют октавные полосно-пропускающие фильтры. Применение фильтров с более узкой полосой пропускания зачастую приводит к увеличению амплитуды колебаний временных вариаций *MS*-трассы. Константа времени сглаживания T обычно принимается не менее чем в два раза больше величины центрального периода ($2/f$). Отфильтрованная узкополосными фильтрами сейсмограмма $v(t, f)$ может быть записана в виде обратного преобразования Фурье:

$$v(t, f) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{v}(\omega, f) e^{-i\omega t} d\omega \quad (3.7)$$

и после преобразования Гильберта принимает вид:

$$H[v(t, f)] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{v}(\omega, f) e^{-i\omega(t + |\pi/2\omega|)} d\omega. \quad (3.8)$$

Существует постоянная разность фаз $\pm \pi/2$ между всеми спектральными составляющими рассматриваемой сейсмограммы и ее преобразованием по Гильберту. Огибающая, представляющая собой касательную к последующим пикам колебательных волн, выражается как $\sqrt{|v(t, f)|^2 + |H[v(t, f)]|^2}$. Тогда *MS*-огибающая, определенная выражением (3.7), записывается в виде

$$\langle v(t, f)^2 \rangle_T = \frac{1}{2} \left\{ |v(t, f)|^2 + |H[v(t, f)]|^2 \right\}. \quad (3.9)$$

Фильтры. Для выделения требуемой полосы частот из записи землетрясения обычно применяют цифровые фильтры. Типы цифровых фильтров весьма многообразны [Гольденберг и др., 1985; Гутников, 1990]. Основное требование при выборе фильтра – это минимум искажений сигналов в выбранной полосе пропускания и максимум подавления их за ее пределами. Подход к выбору цифрового фильтра подробно описан в работах [Сычева и др., 2015; Сычева, Сычев 2017].

В табл. 3.1.1 представлен диапазон частот и центральная частота фильтров, которые разработаны в среде *MatLab* для фильтрации сейсмограмм, а на рис. 3.1.2 – амплитудно-частотные характеристики рассчитанных фильтров

Таблица 3.1.1. Полоса пропускания и центральная частота фильтров, используемых при обработке цифровых записей землетрясений

$(f_n \div f_b)$,	$f_c = (f_b - f_n)/2$,	$(f_n \div f_b)$,	$f_c = (f_b - f_n)/2$,	$(f_n \div f_b)$,	$f_c = (f_b - f_n)/2$,
0.5 ÷ 1.0	0.75	2 ÷ 4	3.0	8 ÷ 16	12.0
1 ÷ 2	1.5	4 ÷ 8	6.0	16 ÷ 32	24.0

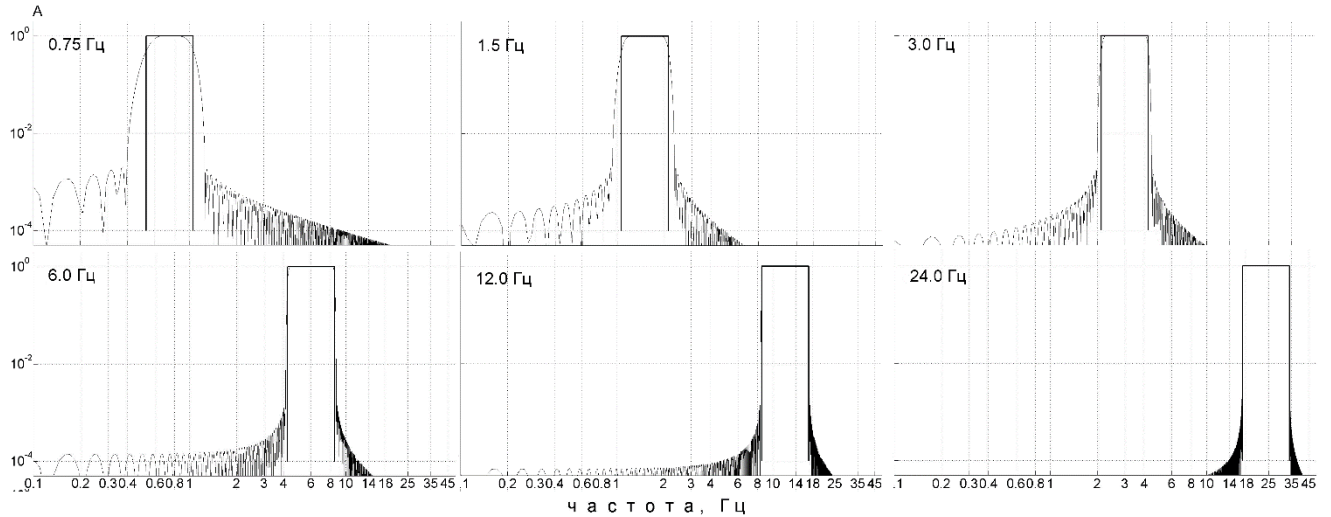


Рис. 3.1.2. Амплитудно-частотные характеристики цифровых фильтров из табл. 3.1.1 (по [Сычева и Сычев, 2017])

Выбор окна исследования. Для определения добротности рассматривается участок кода-волн различной длительности. С увеличением длительности появляется возможность оценить поглощающие свойства более глубоких слоев среды. В работе анализировали участок кода-волн длительностью (W) 5, 10, 20, 30, 40 и 50 с.

Согласно [Pulli, 1984], значение добротности, полученное для трассы «событие–станция», характеризует некоторый объем среды (предположительно, эллипсоид), в фокусах которого находятся очаг и сейсмическая станция (рис. 3.1.3).

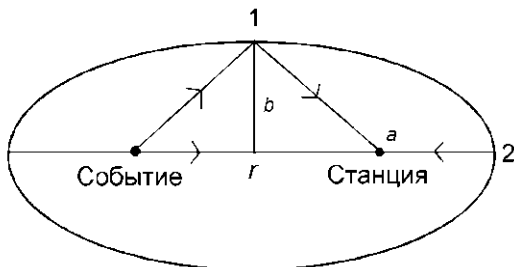


Рис. 3.1.3. Плоскостная проекция эллипсоида, характеризуемого добротностью, определенной на основе кода-волн [Fehler, Sato, 2009]. Сейсмическая станция и событие показаны в фокусах эллипса. r – эпицентральное расстояние «событие–станция», a и b – большая и малая полуось соответственно. Точки 1 и 2 показывают границы распространения кода-волн

Размеры эллипсоида (a , b – длина полуосей эллипсоида, c – глубина его нижней границы) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{Vt}{2}; \quad b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; \quad c = h + b, \quad (3.11)$$

где V – скорость объемных волн; r – расстояние источник–приемник; h – глубина очага землетрясения; t – средняя длина временного окна, определяемая как $t = t_{\text{start}} + W/2$,

где t_{start} – начальное время для окна обработки коды; W – длина окна коды. Исходя из этого, размеры исследуемой области зависят от длины окна обработки кода-волн и от расстояния

источник–приемник: меняя длину окна W , можно проследить характер изменения $Q(f)$ с глубиной.

При расчете параметров a , b , c для рассматриваемых длин окна коды приняты следующие значения: скорость распространения S -волны – 3.6 км/с [Roecker et al., 1993], расстояние r – 60 км, среднее значение t_{start} – 33 с, а глубина землетрясения – 10 км (согласно [Юдахин, 1983], сейсмоактивный слой для Тянь-Шаньского региона составляет 10–15 км). Результаты расчета параметров a , b , c представлены в табл. 3.1.2: анализ кода-волн длительностью 5 с позволяет оценить слой среды до ~65 км, а в окне 50 с – до ~110 км.

Таблица 3.1.2. Параметры эллиптической области определения добротности (км)

Параметр	W , с					
	5	10	20	30	40	50
a	3	5	10	15	20	25
b	56	61	71	81	91	100
c	65	70	80	90	100	109

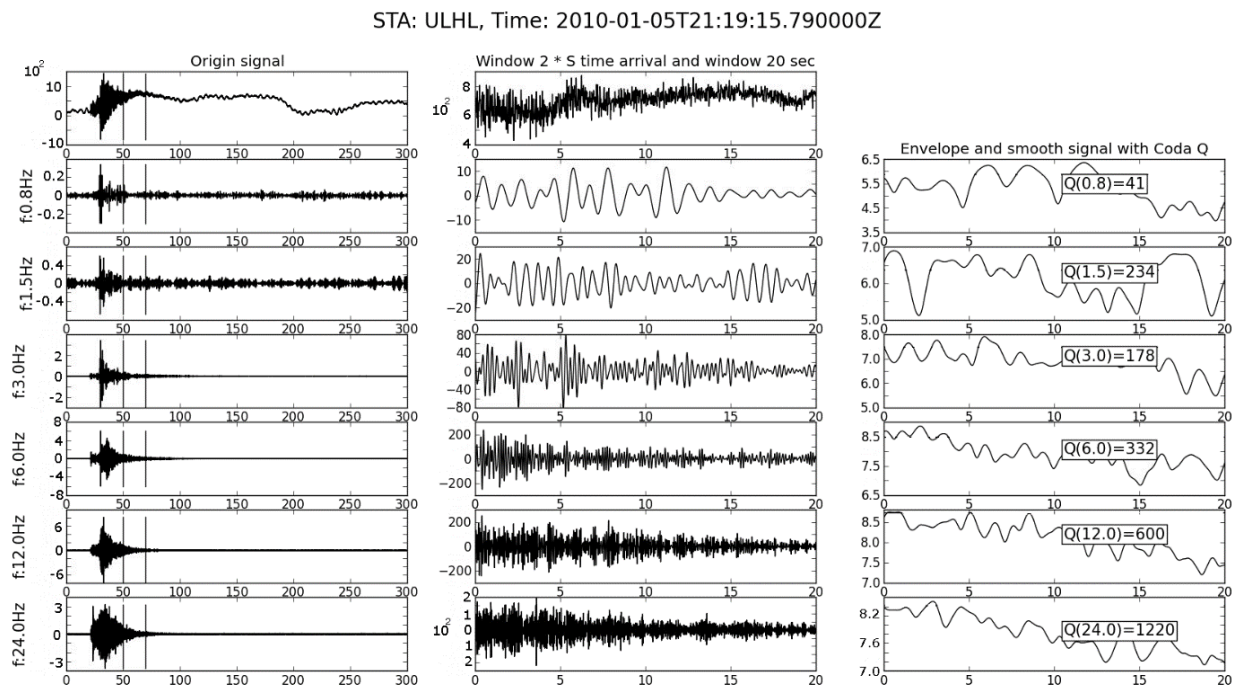


Рис. 3.1.4. Пример определения Q_c . Слева – окна сейсмограммы локального землетрясения (нм·с) и ее составляющие на разных частотах, вертикальными линиями на сейсмограммах отмечено окно кода-волн (по [Сычева, Сычев, 2017]). В центре – окна кода-волн для исходного ряда и для каждой рассматриваемой частоты. Справа – сглаженные ряды, по которым определяется угол наклона огибающей, который далее пересчитывается в добротность

Методика определения значения Q_c . Для расчета добротности использовалась авторская программа [Сычева и др., 2015, авт. свид. Сычева, Сычев, 2018]. Алгоритм обработки сейсмических данных, применяемый в программе, наглядно демонстрирует рис. 3.1.4: на нем

представлены сейсмическая запись локального землетрясения, ее составляющие на разных частотах; узкополосная фильтрация применяется ко всей сейсмограмме.

Определение Q_c по множеству значений. После обработки всех записей для каждой станции сети получен ряд значений добротности для рассматриваемого набора частот и для разных значений длительности окна кода-волн W (20, 30, 40, 50 с). По каждой частоте и каждому окну W построены функции плотности вероятности полученного набора значений. Значение максимума этого распределения может соответствовать значению добротности на рассматриваемой частоте при соответствующей длительности окна W . Для расчета максимума полученного распределения использовано два подхода: расчет среднего и среднеквадратичного отклонения и описание исходного ряда функцией нормального распределения [Вентцель, 2005]; определение максимального значения по ряду, сглаженному фильтром Гаусса [Nixon, Aguado, 2008].

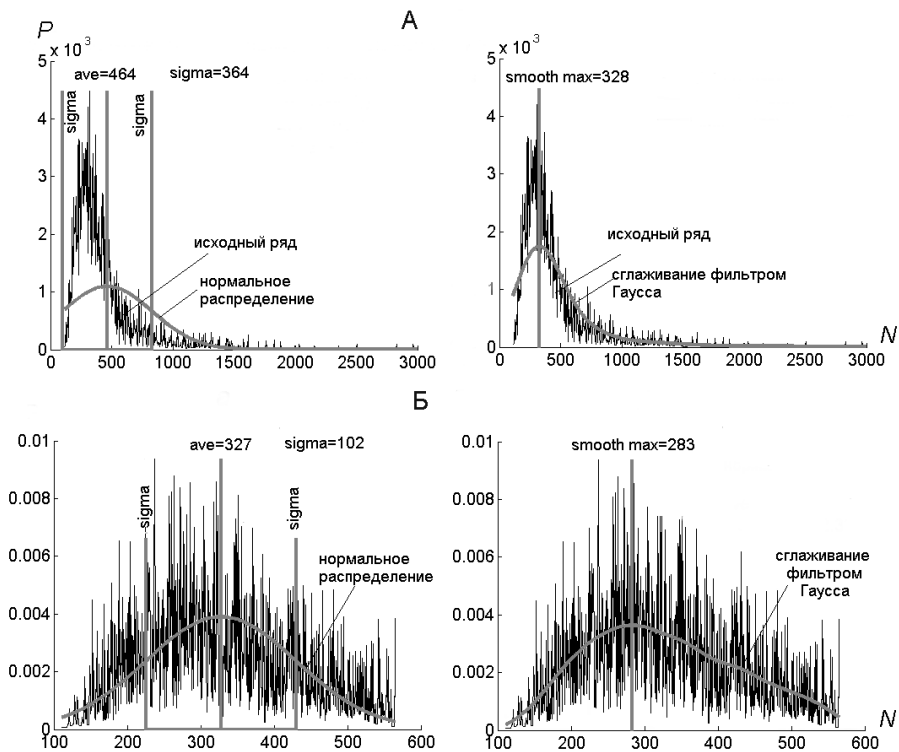


Рис. 3.1.5. Функции плотности вероятности значений добротности и их описание функцией нормального распределения (слева) и сглаживание фильтром Гаусса (справа) по полному (А) и усеченному (Б) ряду для станции KZA на частоте 3.0 Гц (по [Сычева, Сычев, 2017])

Пример аппроксимации исходного ряда представлен на рис. 3.1.5А. Слева – модель нормального распределения: наблюдается значительное смещение максимума исходного ряда влево относительно функции нормального распределения; справа – сглаживание фильтром Гаусса: незначительное смещение максимума сглаженной функции вправо относительно исходного ряда. Для уменьшения наблюдаемых смещений осуществлен переход к усеченным исходным данным на основе исключения значений, не входящих в доверительный интервал

99% по распределению Стьюдента. Результат усечения представлен на рис. 3.1.5Б, где модель нормального распределения хорошо описывает исходный ряд в целом, а функция, полученная сглаживанием исходного ряда фильтром Гаусса, чувствительна к одному из пиковых значений исходного ряда. В качестве окончательного значения добротности принято среднее значение между максимумами, полученными обоими подходами.

3.1.3. Результаты исследования

Значение Q_c . Для каждой станции сети (подразумевается область с радиусом 100 км вокруг станции) получены оценки добротности для всех рассматриваемых частот и исследуемых участков кода-волн разной длительности W (5, 10, 20, 30, 40, 50 с); суммарное рассмотрение этих оценок отнесено ко всей территории Бишкекского геодинимического полигона. В табл. 3.1.3 представлены значения добротности (Q_c), среднеквадратичное отклонение и количество обработанных записей для всех исследуемых станций по всему набору частот для всех значений W , а на рис. 3.1.6 – графическое представление зависимостей значений добротности от частоты.

Таблица 3.1.3. Значения добротности Q_c , среднеквадратичного отклонения (R) и количество обработанных записей (N) для БГП (BGP) и всех исследуемых станций

Длина окна	Частота, Гц	Параметр	BGP	ААК	AML	СНМ	ЕКС2	КВК	КЗА	ТКМ2	УСН	УЛНЛ	УСП
W = 5 с	0.75	Q	13	13	14	12	14	14	13	14	14	13	9
		<i>R</i>	7	7	7	6	7	7	7	7	7	7	5
		<i>N</i>	10629	950	873	981	823	1179	1438	1424	1155	894	974
	1.5	Q	27	29	33	29	29	28	29	27	26	27	24
		<i>R</i>	13	15	18	13	17	14	15	13	11	15	13
		<i>N</i>	12312	1095	929	1151	930	1415	1651	1766	1473	986	1045
	3	Q	64	59	77	64	72	62	72	66	57	64	61
		<i>R</i>	33	29	43	38	37	30	40	34	29	35	32
		<i>N</i>	13001	1180	973	1288	894	1609	1721	1923	1507	1034	1149
	6	Q	165	141	196	163	184	115	170	177	170	163	159
		<i>R</i>	89	83	106	91	93	71	87	88	87	73	92
		<i>N</i>	13541	1246	1010	1367	915	1680	1908	2042	1649	1139	1255
12	Q	414	360	462	396	471	313	444	430	388	433	378	
	<i>R</i>	207	211	229	199	213	198	210	196	185	217	159	
	<i>N</i>	13361	1276	1101	1442	990	1751	2064	2275	1780	1214	1303	
24	Q	926	868	973	1085	1079	775	948	961	859	989	930	
	<i>R</i>	418	438	477	466	471	399	521	401	335	400	375	
	<i>N</i>	11836	1423	1159	1518	1152	1766	2169	2376	1935	1339	1353	
W = 10 с	0.75	Q	27	26	30	23	26	30	26	27	29	27	18
		<i>R</i>	14	14	13	15	13	15	12	14	16	15	12
		<i>N</i>	21024	1800	1787	1670	1749	2220	2750	2806	2740	1790	1712

Длина окна	Частота, Гц	Параметр	BGP	AAK	AML	CHM	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP	
	1.5	<i>Q</i>	54	51	56	57	56	56	58	56	48	53	45	
		<i>R</i>	27	25	26	33	27	27	28	26	22	28	26	
		<i>N</i>	26717	2252	2162	2170	2116	2844	3647	3591	3622	2256	2057	
	3	<i>Q</i>	119	105	150	114	139	109	127	130	99	120	114	
		<i>R</i>	63	57	77	62	59	58	67	63	59	58	55	
		<i>N</i>	28973	2568	2221	2684	2132	3165	3833	4065	3501	2543	2261	
	6	<i>Q</i>	282	254	312	263	323	210	294	305	266	282	288	
		<i>R</i>	132	156	150	107	128	139	126	139	120	104	129	
		<i>N</i>	30683	2608	2443	2869	2214	3420	4089	4267	3579	2645	2549	
	12	<i>Q</i>	610	641	630	625	625	575	618	686	574	597	561	
		<i>R</i>	243	301	257	227	226	296	246	246	235	207	184	
		<i>N</i>	32902	2855	2510	2979	2415	3570	4532	4714	3987	2781	2559	
	24	<i>Q</i>	1257	1287	1358	1299	1333	1220	1273	1373	1108	1169	1194	
		<i>R</i>	452	526	548	442	433	513	479	429	345	363	373	
		<i>N</i>	32749	2766	2697	2925	2478	3415	4261	4786	4139	2797	2485	
	W = 20 с	0.75	<i>Q</i>	51	49	59	36	48	49	56	52	54	49	36
			<i>R</i>	26	25	28	26	24	25	28	24	26	23	21
			<i>N</i>	18616	1706	1626	1272	1509	1995	2569	2688	2436	1546	1278
		1.5	<i>Q</i>	93	84	110	103	92	87	95	105	90	86	73
			<i>R</i>	41	39	44	63	40	36	38	44	37	43	47
<i>N</i>			26020	2344	2221	1734	1963	2991	3666	3567	3363	2222	1458	
3		<i>Q</i>	210	214	224	224	209	181	214	234	210	190	206	
		<i>R</i>	86	96	82	106	67	77	86	104	77	69	89	
		<i>N</i>	28391	2542	2312	2381	2076	3208	3908	3957	3289	2539	2188	
6		<i>Q</i>	417	468	414	409	429	407	408	443	406	392	413	
		<i>R</i>	128	176	122	120	128	129	115	129	117	98	122	
		<i>N</i>	29139	2484	2316	2677	2119	3365	3970	4060	3335	2520	2302	
12	<i>Q</i>	771	863	762	756	836	794	724	836	729	726	714		
	<i>R</i>	187	249	198	176	210	220	160	184	185	157	145		
	<i>N</i>	28713	2362	2230	2578	2119	3145	3847	4153	3511	2410	2267		
24	<i>Q</i>	1414	1533	1508	1353	1533	1465	1357	1500	1269	1310	1413		
	<i>R</i>	320	463	388	285	324	453	300	254	278	267	282		
	<i>N</i>	24971	1910	1965	2321	1898	2888	2890	4018	3236	2401	1963		
W = 30 с	0.75	<i>Q</i>	70	65	78	54	65	66	81	65	72	73	55	
		<i>R</i>	34	33	34	41	28	30	36	30	31	34	28	
		<i>N</i>	19015	1784	1720	1228	1474	2170	2762	2721	2549	1510	1106	
	1.5	<i>Q</i>	123	109	141	142	128	109	125	134	120	107	102	
		<i>R</i>	48	50	48	100	51	39	46	53	39	51	64	
		<i>N</i>	23377	2498	2422	1847	2023	3271	3885	3776	3499	2225	1940	
	3	<i>Q</i>	264	284	264	307	273	229	260	302	239	246	294	
		<i>R</i>	89	109	79	121	87	78	75	104	70	79	115	
<i>N</i>		29456	2614	2487	2354	2134	3387	4036	4075	3561	2604	2213		
6	<i>Q</i>	480	552	500	473	532	480	448	541	453	438	492		
	<i>R</i>	118	158	112	104	139	125	94	121	111	93	126		
	<i>N</i>	30125	2542	2486	2719	2164	3437	4032	4238	3587	2606	2323		

Длина окна	Частота, Гц	Параметр	BGP	AAK	AML	CHM	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
	12	<i>Q</i>	829	932	818	787	980	842	769	886	788	772	837
		<i>R</i>	162	221	177	156	193	170	128	130	155	128	155
		<i>N</i>	29367	2388	2445	2666	2157	3144	3572	4235	3560	2584	2325
	24	<i>Q</i>	1492	1599	1597	1416	1717	1552	1445	1529	1296	1347	1524
		<i>R</i>	283	410	324	244	327	352	347	174	245	210	273
		<i>N</i>	23871	1762	1972	2245	1760	2204	2576	4020	3052	2436	1853
W = 40 c	0.75	<i>Q</i>	82	74	91	70	74	80	98	74	84	84	64
		<i>R</i>	39	36	38	53	33	35	43	37	39	36	32
		<i>N</i>	18276	1686	1730	1260	1367	2148	2732	2567	2434	1395	966
	1,5	<i>Q</i>	143	130	158	162	161	122	141	151	135	129	134
		<i>R</i>	56	64	48	107	63	41	50	61	43	61	94
		<i>N</i>	27061	2463	2473	1879	1977	3304	3878	3668	3479	2116	1833
	3	<i>Q</i>	298	343	295	339	327	281	284	343	272	274	371
		<i>R</i>	93	120	68	124	99	90	73	108	74	79	144
		<i>N</i>	29195	2580	2527	2228	2122	3357	4036	4043	3571	2606	2134
	6	<i>Q</i>	531	617	537	543	596	519	472	556	504	463	610
		<i>R</i>	117	149	117	120	137	130	88	96	111	85	140
		<i>N</i>	30143	2479	2530	2706	2170	3417	4054	4254	3600	2621	2324
12	<i>Q</i>	887	967	868	864	1006	894	798	919	833	820	936	
	<i>R</i>	160	204	181	175	189	173	128	112	145	121	155	
	<i>N</i>	29151	2254	2497	2647	2148	3063	3863	4242	3533	2592	2321	
24	<i>Q</i>	1557	1717	1597	1529	1850	1628	1547	1552	1419	1358	1673	
	<i>R</i>	290	438	261	269	327	401	421	169	313	190	321	
	<i>N</i>	21678	1520	1867	2032	1561	1922	2148	3668	2729	2385	1655	
W = 50 c	0.75	<i>Q</i>	96	92	118	98	91	89	115	80	97	99	93
		<i>R</i>	45	54	44	70	36	39	52	31	43	44	54
		<i>N</i>	17317	1530	1685	1327	1300	2018	2634	2380	2285	1282	885
	1.5	<i>Q</i>	168	159	180	231	198	147	174	183	158	158	178
		<i>R</i>	66	77	48	110	72	52	59	82	56	73	131
		<i>N</i>	26426	2371	2481	1832	1982	3248	3825	3538	3431	2006	1721
	3	<i>Q</i>	340	384	324	397	388	316	322	387	318	315	453
		<i>R</i>	99	123	63	128	111	104	85	115	79	83	162
		<i>N</i>	28620	2516	2531	2044	2092	3282	4007	3966	3547	2596	2048
	6	<i>Q</i>	567	681	556	598	664	559	504	580	539	517	686
		<i>R</i>	115	163	92	138	150	128	89	84	111	82	153
		<i>N</i>	29821	2357	2532	2636	2155	3382	4034	4230	3580	2614	2310
12	<i>Q</i>	943	1029	911	964	1153	948	852	960	893	860	1029	
	<i>R</i>	166	217	147	197	179	170	142	100	172	114	177	
	<i>N</i>	28448	2042	2478	2566	2114	2936	3760	4205	3468	2590	2298	
24	<i>Q</i>	1651	1838	1649	1686	2024	1790	1672	1598	1617	1449	1843	
	<i>R</i>	337	449	294	334	390	478	508	166	495	173	361	
	<i>N</i>	18791	1180	1658	1784	1307	1555	1679	3652	2325	2261	1399	

Для кода-волн длительностью $W = 5$ с ошибка вычисления добротности составляет 50% от значения на частоте 0.75 Гц и 45% – на частоте 24 Гц, для окна $W = 50$ с – соответственно 48% и 21%: чем больше центральная частота или чем больше рассматриваемый участок кода-волн, тем меньше ошибка вычисления добротности. Рис. 3.1.5 хорошо демонстрирует улучшение качества фильтра с увеличением центральной частоты.

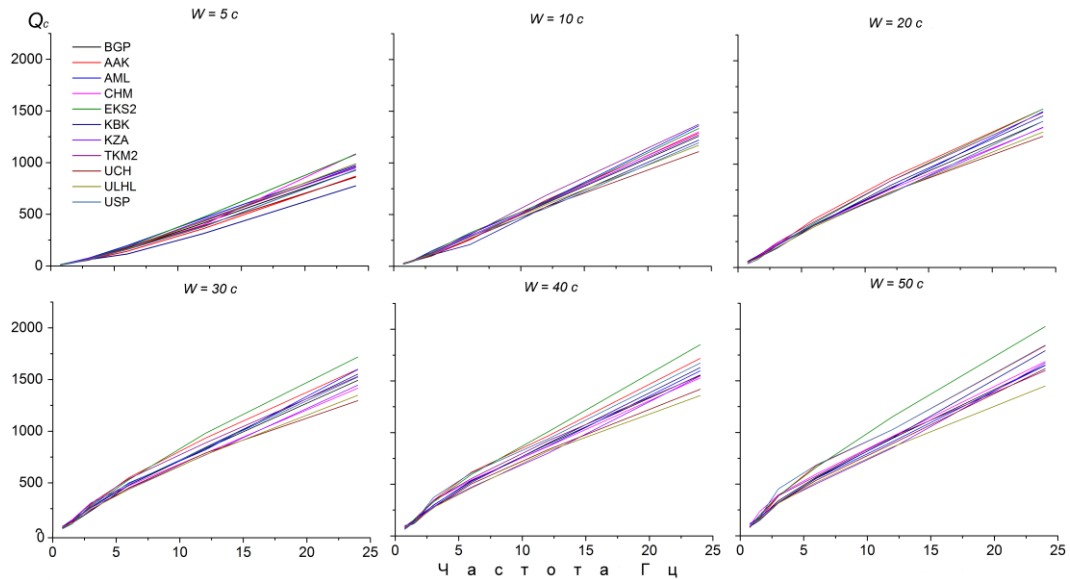


Рис. 3.1.6. Зависимость добротности от частоты для станций сети KNET и БГП для различных значений рассматриваемого участка кода-волн W (по [Сычева, Сычев, 2017])

Согласно табл. 3.1.3 и рис. 3.1.6, наблюдается тесная зависимость добротности от частоты, а также незначительный разброс значений добротности между станциями на всех частотах. Это можно объяснить положением станций (в горных областях или во впадинах), а также наличием разломных зон в окрестности анализируемых областей (например, станция KBK, Шамси-Тундюковский разлом). В табл. 3.1.4 представлены границы изменения добротности (минимальное и максимальное значения) по станциям сети на каждой частоте рассматриваемых временных окон.

Таблица 3.1.4. Диапазон изменения значения добротности Q_c станций сети KNET для различных центральных частот и временных окон

W, c	Центральная частота, Гц						Ср., %
	0.75	1.5	3	6	12	24	
5	9–14 (36)	24–33 (27)	57–77 (26)	115–196 (41)	313–471 (34)	775–1085 (29)	32
10	18–30 (40)	45–58 (22)	99–150 (34)	210–323 (35)	561–686 (18)	1108–1383 (20)	28
20	36–59 (39)	73–110 (34)	181–234 (23)	392–468 (16)	714–863 (17)	1269–1533 (17)	24
30	54–81 (33)	102–142 (28)	229–307 (25)	438–552 (21)	769–980 (22)	1296–1717 (25)	26
40	64–98 (122)	122–162 (25)	272–371 (27)	463–617 (25)	798–1052 (24)	1358–1850 (27)	27
50	80–118 (32)	147–231 (36)	315–453 (30)	504–686 (27)	852–1153 (26)	1449–2024 (28)	30
Ср., %	36	29	28	27	23	24	

Примечание. Приведен диапазон значений минимальное–максимальное, в скобках – процент разброса.

Минимальный средний разброс между станциями составляет 23% для частоты 12 Гц, максимальный – 36% для частоты 0.75 Гц. Минимальный средний разброс 24% по всем частотам получен для окна длительностью 20 с, максимальный – 32% для окна в 5 с.

Значение Q_0 и частотный параметр n . Обычно добротность увеличивается с частотой [Mitchell, 1981] согласно уравнению

$$Q_c(f) = Q_0(f / f_0)^n, \tag{3.12}$$

где Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц), n – частотный параметр, который близок к 1 и меняется от региона к региону [Аки, 1980]. По данным из табл. 3.1.3 для каждой станции сети и БПП путем описания их степенной моделью $y = ax^b$ получены зависимости вида $Q_c(f) = Q_0 f^n$ (в табл. 3.1.5 представлены функции по станциям сети KNET, а в табл. 3.1.6 – для БПП).

Таблица 3.1.5. Функции зависимости добротности от частоты для станций сети KNET

W	ААК	АМЛ	СНМ	ЕКС2	КВК
5	$(15 \pm 1)f^{(1.3 \pm 0.01)}$	$(26 \pm 2)f^{(1.2 \pm 0.03)}$	$(12 \pm 1)f^{(1.4 \pm 0.03)}$	$(21 \pm 2)f^{(1.2 \pm 0.02)}$	$(12 \pm 1)f^{(1.3 \pm 0.03)}$
10	$(37 \pm 5)f^{(1.1 \pm 0.03)}$	$(43 \pm 2)f^{(1.1 \pm 0.02)}$	$(37 \pm 3)f^{(1.1 \pm 0.03)}$	$(44 \pm 3)f^{(1.1 \pm 0.02)}$	$(30 \pm 4)f^{(1.1 \pm 0.04)}$
20	$(89 \pm 10)f^{(0.9 \pm 0.01)}$	$(75 \pm 3)f^{(0.9 \pm 0.01)}$	$(84 \pm 5)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(80 \pm 6)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(62 \pm 6)f^{(0.1 \pm 0.03)}$
30	$(118 \pm 12)f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(97 \pm 8)f^{(0.9 \pm 0.03)}$	$(111 \pm 10)f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(111 \pm 8)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(92 \pm 6)f^{(0.9 \pm 0.02)}$
40	$(134 \pm 14)f^{(0.8 \pm 0.04)}$	$(117 \pm 7)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(130 \pm 10)f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(130 \pm 6)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(107 \pm 6)f^{(0.9 \pm 0.02)}$
50	$(153 \pm 16)f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(131 \pm 7)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(159 \pm 12)f^{(0.7 \pm 0.03)}$	$(152 \pm 6)f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(115 \pm 7)f^{(0.9 \pm 0.02)}$

Продолжение таблицы 5.1.5

W	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
5	$(22 \pm 3)f^{(1.2 \pm 0.04)}$	$(21 \pm 2)f^{(1.2 \pm 0.03)}$	$(20 \pm 2)f^{(1.2 \pm 0.03)}$	$(19 \pm 2)f^{(1.3 \pm 0.03)}$	$(15 \pm 1)f^{(1.3 \pm 0.01)}$
10	$(43 \pm 2)f^{(1.1 \pm 0.01)}$	$(46 \pm 4)f^{(1.1 \pm 0.03)}$	$(42 \pm 5)f^{(1.0 \pm 0.04)}$	$(44 \pm 4)f^{(1.0 \pm 0.04)}$	$(38 \pm 3)f^{(1.1 \pm 0.03)}$
20	$(79 \pm 4)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(89 \pm 5)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(85 \pm 6)f^{(0.9 \pm 0.03)}$	$(76 \pm 5)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(70 \pm 7)f^{(0.9 \pm 0.03)}$
30	$(94 \pm 5)f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(123 \pm 10)f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(107 \pm 8)f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(98 \pm 5)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(103 \pm 10)f^{(0.8 \pm 0.03)}$
40	$(99 \pm 9)f^{(0.9 \pm 0.03)}$	$(137 \pm 10)f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(118 \pm 6)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(115 \pm 7)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(137 \pm 17)f^{(0.8 \pm 0.04)}$
50	$(110 \pm 13)f^{(0.9 \pm 0.04)}$	$(154 \pm 12)f^{(0.7 \pm 0.03)}$	$(123 \pm 6)f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(132 \pm 5)f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(167 \pm 21)f^{(0.8 \pm 0.04)}$

Таблица 3.1.6. Функции зависимости добротности от частоты для Бишкекского геодинамического полигона

W, с	H, км	$Q(f)$	W, с	H, км	$Q(f)$	W, с	H, км	$Q(f)$
5	65	$20f^{1.2}$	20	80	$80f^{0.9}$	40	100	$120f^{0.8}$
10	70	$41f^{1.1}$	30	90	$102f^{0.8}$	50	109	$135f^{0.8}$

Для станций сети KNET Q_0 увеличивается от 12 ± 1 (СНМ) до 23 ± 3 (KZA) при $W = 5$ с и от 110 ± 13 (KZA) до 167 ± 21 (USP) при $W = 50$ с, что указывает на возрастание добротности с

глубиной. Степенной показатель меняется от 1.4 ± 0.03 (СМН) до 1.2 ± 0.03 (АМЛ) при $W = 5$ с и от 0.7 ± 0.03 (ТКМ2) до 0.9 ± 0.02 (КЗА) при $W = 50$ с. Для территории БГП, соответственно, Q_0 меняется от 20 ± 2 до 135 ± 6 , а частотный параметр n – от 1.2 ± 0.03 до 0.8 ± 0.01 .

Изменение значения Q_0 и показателя n в зависимости от глубины исследования для всех станций сети KNET и БГП представлено на рис. 3.1.7.

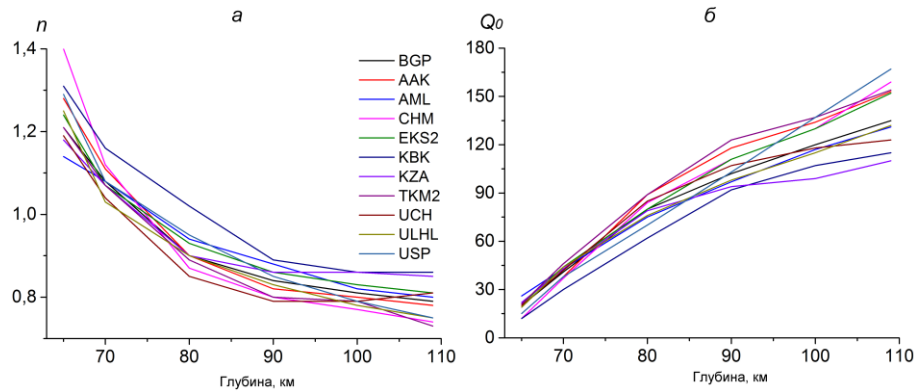


Рис. 3.1.7. Изменение показателя степени n (а) и значения Q_0 (б) для станций сети KNET и БГП в зависимости от глубины исследования (по [Сычева, Сычев, 2017])

Согласно [Мак et al., 2004], низкие значения добротности ($Q < 200$) наблюдаются в тектонически активных регионах мира, высокие ($Q > 600$) – в стабильных областях и промежуточные ($Q = 200–600$) – в районах с умеренной тектонической активностью. Показатель зависимости добротности от частоты n (или частотный параметр) в уравнении (10) также характеризует среду и увеличивается по мере возрастания тектонической активности региона [Аки, 1980]. Значения частотного параметра варьируют от $n < 0.5$ для стабильных регионов до $n = 0.3–0.8$ для областей с умеренной тектонической активностью и $n > 0.8$ для тектонически активных регионов. В табл. 3.1.7 представлены функции добротности, полученные для некоторых сейсмоактивных регионов мира [Havskov, Ottemoller, 2010] и БГП. Параметры зависимости добротности от частоты (Q_0 и n), рассчитанные для БГП, согласуются с результатами оценки добротности других тектонически активных регионов.

Таблица 3.1.7. Функции зависимости добротности от частоты для различных регионов мира, полученные по кода-волнам

Регион	Время, с	Q_0	n	Q для 10 Гц	Источник
Исландия	4	58	0.40	146	[Havskov et al., 2003]
Штат Вашингтон	20	63	0.97	588	[Havskov et al., 1989]
Вулканический район Горы Святой Елены	10	54	0.39		[Havskov et al., 1989]
Юго-Западный Камерун	40	65	1.0	650	[Ambeh, Faihead, 1989]
Гималаи, Индия	30–60	126	0.95	1122	[Gupta et al., 1995]
Южная Индия	80	535	0.59	2091	[Kumar et al., 2007]
Байкальская рифтовая зона	20	105	0.9	835	[Добрынина и др., 2011]
Бишкекский геодинамический полигон	20	80	0.9	635	

В табл. 3.1.8 наглядно представлено изменение добротности с глубиной исследования по станциям сети KNET, расположенным в разных геологических структурах. Исходя из данных табл. 3.1.8, можно отметить некоторые закономерности изменения добротности станций в зависимости от их местоположения. Согласно [Vinnik et al., 2004], граница земной коры для горных массивов исследуемой территории проходит на глубинах 60–80 км, а во впадинах – на глубине 45–50 км (рис. 3.1.8з).

Таблица 3.1.8. Оценка добротности по станциям сети KNET для всего набора глубин (в баллах)

Станция	Глубина, км						Местоположение
	65	70	80	90	100	109	
EKS2	7	8	6	8	7	6	Киргизский хр.
ААК	3	2	9	9	8	7	То же
КВК	2	1	1	1	2	2	– « –
СНМ	1	3	7	7	6	8	Чуйская впадина
USP	4	4	2	5	10	10	То же
ТКМ2	8	10	10	10	9	8	– « –
AML	10	6	3	3	4	4	Суусамырская впадина
KZA	9	7	5	2	1	1	Горы Кызарт
UCH	6	5	8	6	5	5	Джумгал-Тоо
ULHL	5	9	4	4	3	5	Иссык-Кульская впадина

Примечание. Баллы определялись по значениям добротности, вычисленным на частоте 1 Гц (табл. 3.1.5). 1 – минимальное значение добротности, 10 – максимальное.

Станции EKS2, ААК и КВК находятся на Киргизском хребте в направлении с запада на восток. Первая имеет балльность выше средней по всему набору глубин, у второй низкая добротность до глубины 70 км, а станция КВК имеет низкую добротность по всем глубинам. Она расположена в зоне с максимальной мощностью земной коры, и вблизи станции проходит Шамси-Тундюковский разлом. Станции СНМ, USP и ТКМ2 находятся по северной окраине Чуйской впадины. Для станции СНМ, как и для ААК, добротность сохраняет минимальное значение до глубины 70 км, после чего начинает возрастать, а станция USP обладает минимальным и средним значениями добротности до глубины 90 км и максимальным – на последующих глубинах. Для станции же ТКМ2 добротность максимальна по всему набору глубин. Станция расположена на окраине Чуйской впадины в предгорьях Чу-Илийских гор, где, по данным [Vinnik et al., 2004], земная кора имеет минимальную мощность (рис. 3.1.8з). АML, KZA и UCH, самые высокогорные станции сети, находятся южнее Киргизского хребта. Для АML и KZA характерна добротность выше средней до глубин 70 км и ниже средней – далее (свойства среды мало меняются), а для станции UCH добротность держится на уровне средней для всего набора глубин. Добротность станции ULHL, расположенной восточнее Киргизского

хребта, можно оценить как ниже среднего уровня, исключая максимальное значение на глубине 70 км, что, вероятно, определяется локальными особенностями среды на глубине 60–70 км.

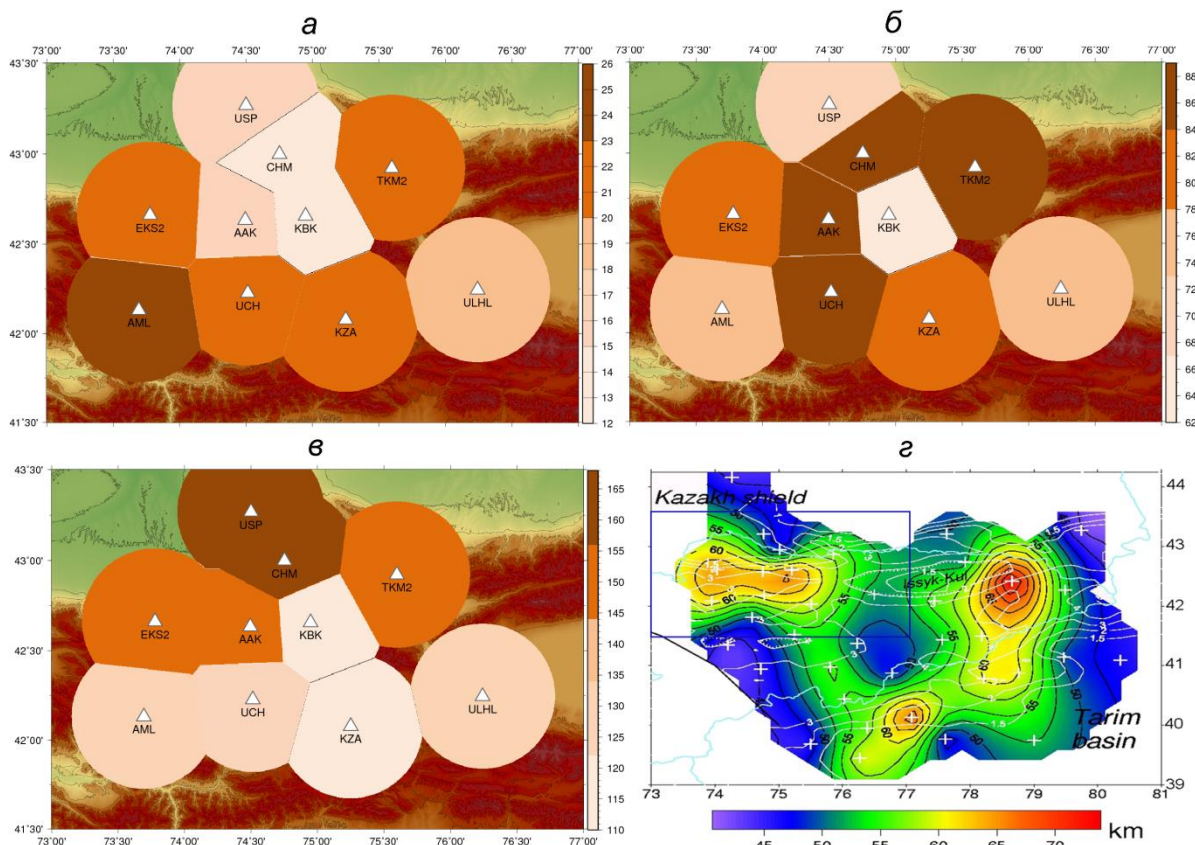


Рис. 3.1.8. Добротность станций сети KNET при исследовании глубин до 65 (а), 80 (б) и 109 (в) км (по [Сычева, Сычев, 2017]) и распределение границы Мохоровичича Тянь-Шаньского региона (з) по данным [Vinnik et al., 2004]

На рис. 3.1.8 представлено графическое распределение добротности на исследуемой территории для глубин 65, 80 и 109 км. Для исключения наложения рассматриваемый размер области вокруг станции уменьшен. На рисунке хорошо видно, как меняется добротность среды в зависимости от глубины исследования. Для слоя до 65 км (рис. 3.1.8а) значение добротности минимально по станциям USP, CHM и KBK. Для слоя до 80 км (рис. 3.1.8б) наблюдается некоторая перестройка значений добротности по станциям относительно предыдущей глубины исследования: минимальное значение имеют станции KBK и USP, а максимальное – TKM2 и AAK. При рассмотрении слоя до 109 км (рис. 3.1.8в) наблюдается следующая картина: станции, которые находятся в Чуйской впадине и на ее окраине, имеют более высокую добротность, нежели станции, расположенные в горных областях. При глубинах исследования более 100 км в горных областях большую часть слоя составляет земная кора, а во впадинах – слой, расположенный ниже земной коры.

Полученные результаты показывают, что изменения добротности среды с глубиной в окрестности станций, расположенных на одних структурах, обусловлены локальными

свойствами среды на разных глубинах: мощностью земной коры, близким расположением разломных зон и другими особенностями.

В работе [Земцова, 1985] результаты исследования добротности представлены в виде таблицы значений добротности на разных частотах I, II и III ветвей огибающей кода-волн. По этим показателям на разных частотах для I ветви (20–100 с) была построена зависимость добротности от частоты и описана степенной функцией. Степенные функции, полученные по данным сети KNET для БГП и данным А.Г. Земцовой для Северного Тянь-Шаня, даны на рис. 3.1.9: для БГП результаты представлены для $W = 20$ с и 50 с. Параметры степенной функции по данным Земцовой определены с большей погрешностью и отличаются от рассчитанных нами для БГП.

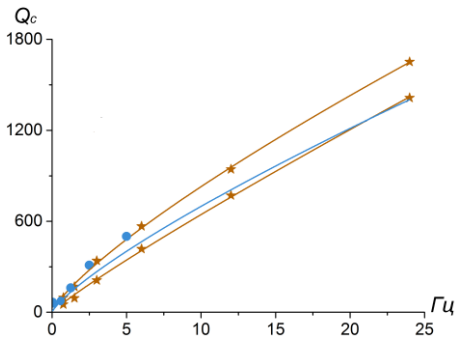


Рис. 3.1.9. Функции зависимости добротности от частоты исследуемого региона (по [Сычева, Сычев, 2017]).

Показаны точки, по которым строилась аппроксимация степенной функцией: круги – данные Земцовой; звездочки – данные для БГП. Коричневым цветом отмечены зависимости, полученные для БГП для окон 20 с: $Q_c = (80 \pm 4)f^{(0.9 \pm 0.01)}$ и 50 с: $Q_c = (135 \pm 6)f^{(0.8 \pm 0.01)}$ (см. табл. 3.1.6); синим цветом – полученные по ветви I кода-волн (20–100 с), $Q_c = (111 \pm 15)f^{(0.8 \pm 0.05)}$, [Земцова, 1985]

Коэффициент затухания сейсмических волн, δ_c , на некоторой частоте f вычисляется по величине $Q_c(f)$ аналогично (3.2): $\delta_c = \pi f / (VQ_c)$. Для частоты 1 Гц получены значения δ_c по станциям сети KNET и БГП для разных глубин исследования (табл. 3.1.9) и построены соответствующие зависимости (рис. 3.1.10а): наблюдается высокая скорость изменения δ_c до глубины 80 км, после чего коэффициент затухания меняется незначительно. Это может означать, что до глубины 80 км свойства среды меняются быстро, а после 80 км – незначительно.

Таблица 3.1.9. Коэффициент затухания для БГП и станций сети KNET

Н, км	БГП	ААК	AML	СНМ	ЕКС2	КВК	КЗА	ТКМ2	УСН	ULHL	USP
65	0.0436	0.0582	0.0336	0.0727	0.0416	0.0727	0.0397	0.0416	0.0436	0.0459	0.0582
70	0.0218	0.0236	0.0203	0.0236	0.0198	0.0291	0.0203	0.0190	0.0208	0.0198	0.0230
80	0.0109	0.00986	0.0116	0.0104	0.0109	0.0140	0.0111	0.0098	0.0102	0.0114	0.0125
90	0.0085	0.00746	0.0090	0.0079	0.0079	0.0095	0.0092	0.0071	0.0081	0.0089	0.0085
100	0.0073	0.0065	0.0074	0.0067	0.0067	0.0081	0.0089	0.0064	0.0074	0.0076	0.0063
109	0.0064	0.0057	0.0067	0.0055	0.0057	0.0076	0.0079	0.0057	0.0071	0.0066	0.0052

На рис. 3.1.10б представлены зависимости изменения коэффициента затухания от глубины исследования для двух тектонически активных регионов: БГП (исследуемые глубины

65, 70, 80, 90, 100, 109 км) и БРЗ (исследуемые глубины 96, 114, 130, 145, 159 км) [Добрынина и др., 2011]. Несмотря на малый участок пересечения исследуемых глубин, можно отметить, что затухание по БРЗ является продолжением зависимости затухания по БГП. В табл. 3.1.10 представлены уравнения регрессии для БГП, построенные для глубин 80–109 км, и для БРЗ – для глубин 96–159 км.

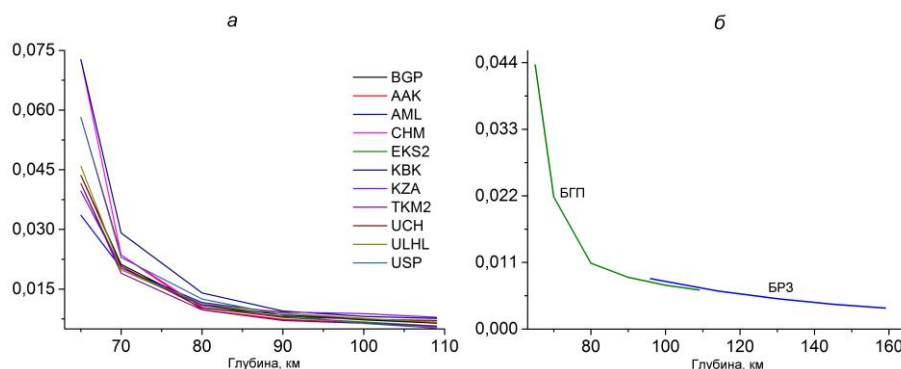


Рис. 3.1.10. Изменение коэффициента затухания в зависимости от глубины исследования (по [Сычева, Сычев, 2017]): *а* – станции сети KNET и БГП; *б* – БГП и БРЗ (Байкальская рифтовая зона) [Добрынина и др., 2011]

Таблица 3.1.10. Экспоненциальная зависимость коэффициента затухания от глубины исследования для БГП и БРЗ

Регион	Глубины, км	$\delta_c(c)$	<i>RMS</i>
БГП	65–109	$0.3843e^{-0.04c}$	0.8432
БГП	80–109	$0.0442e^{-0.018c}$	0.9809
БРЗ	96–159	$0.0311e^{-0.014c}$	0.9975

Примечание. *c* – глубина (см. табл. 3.1.2).

Полученные зависимости имеют близкие выражения, т. е. процесс затухания сейсмических волн на рассматриваемых глубинах подчиняется практически одному закону.

3.2 Метод томографической инверсии

Сейсмическая томография – методика изучения распределения в геологической среде значений упругих характеристик по интегральным параметрам проходящих через эту среду волн при сейсмическом просвечивании. К таким характеристикам обычно относят скорости распространения и затухания упругих колебаний. В условиях сейсмологической сети KNET такое просвечивание геологической среды можно осуществить на основе землетрясений, произошедших на территории Бишкекского геодинимического полигона и зарегистрированных станциями сети.

Рассмотрим, как добротность среды может быть определена с помощью нескольких станций. Пусть имеется *k* сейсмических событий, записанных на *i*-й станции. В условиях, когда имеется много станций и событий, определение станционных поправок $L_i(f)$ осуществляется

при решении самой задачи. Тогда для k событий и для i -той станции выражение (3.3) может принять следующий вид [Havskov, Ottermöller, 2010]:

$$\ln A_{ki}(f, t_{ki}) = \ln A_{0k}(f) - \beta \ln t_{ki} + \ln L_i(f) - \frac{t_{ki} f \pi}{Q(f)}, \quad (3.13)$$

где $A_{ki}(f, t)$ – спектральная амплитуда на конкретной частоте в момент наблюдения t_{ki} , $L_i(f)$ – станционные поправки для i -й станции, которые включены в выражение вместо постоянной k . Каждой паре «станция-событие» будет соответствовать одно уравнение для конкретной частоты. Неизвестными в выражении (3.13) являются k членов $A_{0k}(f)$, i станционных поправок $L_i(f)$ и $Q(f)$. Полученный набор линейных уравнений может быть решен стандартным методом, и наряду с определением $Q(f)$ могут быть определены и станционные поправки $L_i(f)$.

Метод волновой инверсии для определения Q обычно применяется для P - и S -волн. На первом шаге инверсии обычно получают среднее значение Q для всего или части набора данных (например, [Serenio et al., 1988; Benz et al., 1997]). Однако для рассматриваемой области затухание (обратная величина добротности) не является постоянной величиной и для сопоставления изменений свойств горных пород определяются вариации поля затухания от среднего значения. Определение изменения Q решается формированием уравнения (3.13) для каждой пары, и задача рассматривается как томографическая проблема (например, [Menke, 1989; Tarantola, 2005]). Впервые Q -инверсия была выполнена для P - и S -волн с применением алгоритма сейсмической томографии в работе [Haberland and Rietbrock, 2001]. Чаще всего эта работа берется за основу при решении задач определения затухания сейсмических волн в среде.

3.2.1 Исходные данные

Для исследования затухания сейсмических волн были рассмотрены записи более 6000 сейсмических событий с частотой 100 Гц, которые произошли на территории, контролируемой сейсмической сетью KNET, в период с 1999 по 2014 год. Выбор начальной даты этого периода связан с тем, что волновые формы с частотой 100 Гц стали поступать в НС РАН с середины 1998 года. На рис. 3.2.1а представлено местоположение сейсмических событий и сейсмических станций сети KNET, а также трассы P -волн. На рис. 3.2.1б представлена сетка параметризации и местоположение узлов для инверсии затухания. Поле затухания строится отдельно для P - и S -волн, в связи с чем рассматриваются три участка записи землетрясения: P -волна, S -волна и сейсмический шум – участок в начале записи до прихода P -волны. Длительность каждой волны и сейсмического шума составляет 2.5 с. Для использования быстрого преобразования Фурье необходимо, чтобы длина анализируемой записи или количество дискрет было кратно 2, поэтому рассматривались записи P - и S -волн длиной 256 дискрет, что при частоте 100 Гц составляет 2.5 с.

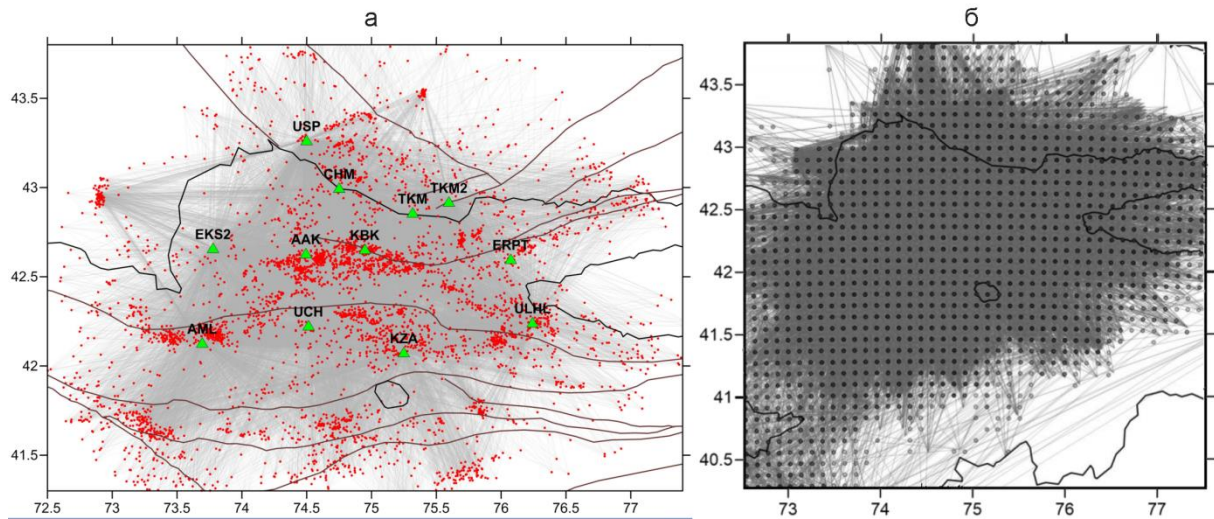


Рис. 3.2.1. а – трассы сейсмических волн (по [Sychev et al., 2018]). Δ – положение сейсмических станций сети KNET. Точки – землетрясения, черные линии – региональные разломы и северная граница Киргизии; б – построение сетки параметризации для инверсии затухания (по [Sychev et al., 2018]). Серые линии – Р-лучи. Точки – местоположение узлов параметризации. Интенсивность цвета точки представляет количество узлов в каждой вертикальной линии

На рис. 3.2.2 представлен пример сейсмической записи землетрясения (серый цвет), и темным цветом отмечен анализируемый участок P - и S -волн.

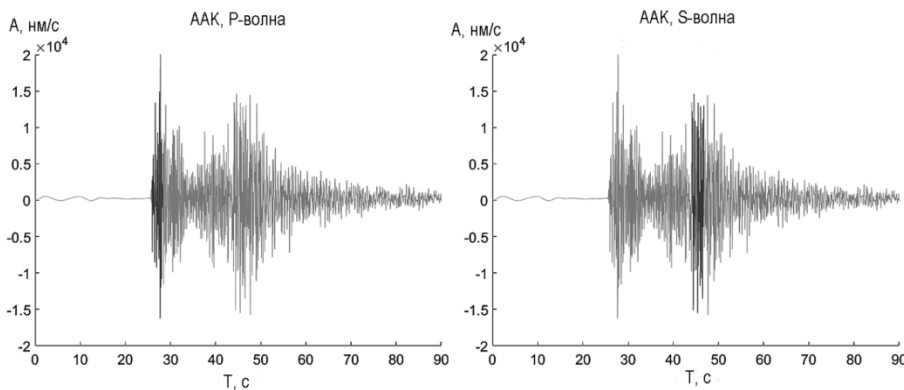


Рис. 3.2.2. Запись сейсмического события на станции AAK с обозначением анализируемого участка P - и S -волн (2.5 с) (по [Sychev et al., 2018])

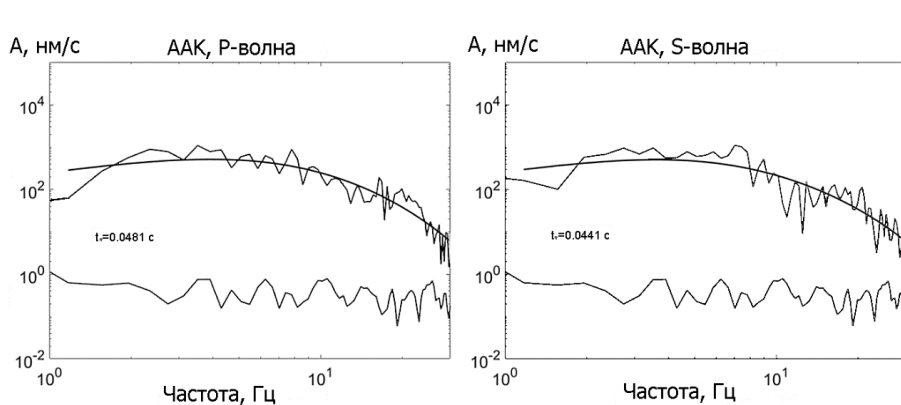


Рис. 3.2.3. Пример сглаженного спектра сейсмической волны и его модели (графики сверху). Графики снизу - спектр сейсмического шума (по [Sychev et al., 2018]). Оси представлены в логарифмическом масштабе

Перед вычислением спектра к анализируемым участкам применялось тапирование, а после расчета проводилось сглаживание спектра фильтром Гаусса. К анализу допускались

только те события, для которых отношение сигнал/шум было больше трех. На рис. 3.2.3 представлены спектры P - и S -волн, ниже которых находится спектр сейсмического шума.

3.2.2. Методика

Для изучения трехмерного распределения сейсмического затухания использовался тот же алгоритм, который был описан в работе [Sychev et al., 2017] при исследовании района Харрата Лунайира, расположенного в Саудовской Аравии. Здесь кратко описываются основные шаги, используемые для анализа данных и выполнения инверсии. Входные данные для томографии затухания оценивались с использованием алгоритма спектральной инверсии, предложенного в работах [Haberland et al., 2001; Rietbrock, 2001]. Он основан на рассмотрении спектра сигнала от i -го источника, записанного j -м приемником, и может быть представлен в виде:

$$A_{ij}(f) = S_i(f)I_j(f)G_R(s)\exp(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}), \quad (3.14)$$

где f – частота, $S_i(f)$ – очаговый спектр, $I_j(f)$ – инструментальная характеристика, $G(s)$ – геометрическое расхождение, Q_{ij} – фактор добротности, представляющий потерю энергии сигнала в течение одного периода, а t_{ij} – время прохождения сейсмической волны между источником и приемником. В гетерогенной среде полная потеря энергии, обусловленная затуханием вдоль луча, может быть представлена в виде интеграла

$$t_{ij}^* = \int_{path} \frac{ds}{Q(s)V(s)}, \quad (3.15)$$

где $V(s)$ – скорость сейсмической волны вдоль траектории луча. Исходный спектр для скорости смещения можно описать, используя модель Брюна [Brune, 1970, 1971], в виде:

$$S_i(f) = \Omega_0 \left(1 + \frac{f^2}{f_c^2} \right), \quad (3.16)$$

где Ω_0 и f_c – параметры, которые также используются для оценок сейсмического момента M_0 и радиуса очага (радиуса Брюна). Параметр Ω_0 получил условное название «спектральная плотность», его величина определяется факторами, не зависящими от частоты. Параметр f_c – угловая частота, определяющая затухание спектра $S_i(f)$ с возрастанием частоты. Геометрическое расхождение для объемных волн аппроксимируется в виде $G_R(s) = 1/s$. Мы можем игнорировать поправку за инструмент, потому что моделируем наблюдаемые спектры в полосе пропускания системы записи. Таким образом, спектр сигнала может быть представлен следующим образом:

$$A_{ij}(f) = \Omega_{0ij} \exp(-\pi f t_{ij}^*) / \left(1 + \frac{f^2}{f_c^2} \right), \quad (3.17)$$

где Ω_{0ij} содержит частотно-независимые члены, включая геометрическое расхождение. Для томографической инверсии мы использовали значение t^* :

$$t_{ij}^* = t_{ij} Q_{ij}^{-1}. \quad (3.18)$$

Томографическая инверсия для затухания была основана на алгоритме, использованном ранее в работах [Koulakov et al., 2006; 2010]. Используя дискретную параметризацию распределения затухания A (или добротности Q), интеграл в выражении (3.15) можно свести к линейному уравнению:

$$M_{ij} A_i = t_j^*, \quad (3.19)$$

где $A_i = 1/Q_{Si}$ – неизвестное затухание в i -м узле, а M – матрица первой производной представляющая изменения t^* вдоль j -го луча из-за единичного изменения затухания в i -м узле. Согласно рекомендациям метода томографической инверсии, вместо абсолютных значений затухания и t^* в томографической инверсии, можно использовать их отклонения от эталонной модели. Для эталонного затухания мы использовали постоянное значение, которое оценивалось как среднее для всех лучей:

$$dt^* = t^* - (A_0 + A^{av} t), \quad (3.20)$$

где t – время прохождения сейсмической волны между источником и приемником, A^{av} является средним затуханием, а A_0 – затухание для нулевого смещения. Значения A_0 и A^{av} определяются вручную с использованием графиков t^* в зависимости от t . Для обеих P - и S -волн $A_0 = 12$ с, и A^{av} было равно 1.4 с и 0.7 с для волн P и S соответственно. Затем, томография инверсия была выполнена для отклонения затухания dA , вычисленного относительно A^{av} , которое используется в качестве эталонной модели. В этом случае проблему можно свести к решению системы линейных уравнений: $M_{ij} dA_i = dt_j^*$.

В этих расчетах использовались положение источников, траектории лучей и трехмерная скоростная модель, полученная на основе томографических исследований.

Трехмерное распределение затухания в томографической инверсии было параметризовано в набор узлов, распределенных в объеме исследования, с использованием того же алгоритма, что и в *LOTOS (Local Tomography Software)* [Koulakov, 2009] для пассивной томографии времени прохождения (вычисления производятся в течение одной итерации без обновления исходных координат). В горизонтальном направлении узлы распределены с интервалом 2 км в областях с достаточной плотностью лучей (более 0.1 средней плотности луча). В вертикальном направлении расстояние между узлами также зависит от плотности данных, но оно не может быть меньше 2 км. Чтобы избежать артефактов, связанных с конфигурацией сетки, инверсия была выполнена в четырех сетках с различными базовыми

ориентациями (0, 22, 45 и 66 градусов). В каждой сетке число параметров затухания составляло приблизительно 400. После инверсий результаты всех сеток усреднялись в одной трехмерной модели.

Инверсия матрицы была выполнена с использованием алгоритма *LSQR* [Paige, Saunders, 1982; Nolet, 1987]. Устойчивость инверсии контролировалась с помощью специального матричного блока, который сглаживал разницу между значениями затухания в соседних узлах. Значение коэффициента демпфирования для этого блока было определено равным 5, это оказалось оптимальным значением, обеспечивающим наиболее разумные значения для затухающих отклонений и, таким образом, позволившим наилучшим образом восстановить синтетическую модель.

Для расчетов затухания используются скоростные модели, лучевые траектории и исходные координаты, полученные после итеративной скоростной томографии, проведенной в работе [Sychev et al., 2018]. В результате томографической инверсии были вычислены отклонения затухания ($A = 1 / Q$) относительно их среднего значения.

Используя метод сеточного поиска, значения f_c , t^*_{ij} и Ω_{0ij} в (3.17) оптимизировались для достижения наилучшего соответствия между вычисленными и наблюдаемыми спектрами сигнала (рис. 3.2.4). Чтобы оценить качество определения, проводилась оптимизация, как для соответствующей сейсмической волны, так и для шума. Если отношение сигнал/шум было меньше трех или если спектральные кривые сигнала и шума пересекались, такие данные исключались из рассмотрения.

В результате этого анализа было вычислено 12 409 и 13 786 значений t^* для данных *P*- и *S*-волн соответственно, которые были использованы в качестве входных данных для томографической инверсии. Лучи, соответствующие этим данным, представлены на рис. 3.2.1.

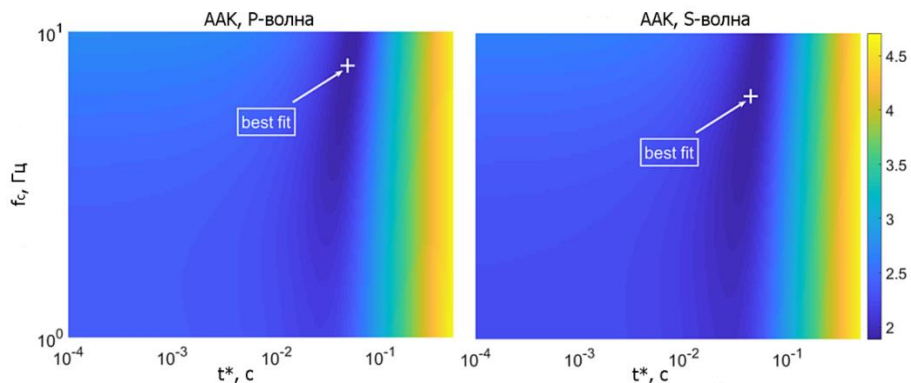


Рис. 3.2.4. Пример сеточного поиска для оптимизации значения t^* и f_c для *P*- и *S*-волн (станция ААК, по [Sychev et al., 2018]). Оси представлены в логарифмическом масштабе

3.2.3 Результаты исследования

Для расчета затухания были использованы данные KNET с лучами, имеющими ограниченное эпицентральное расстояние и глубину проникновения (рис. 3.2.1). По этой причине модель не может быть разрешена ниже глубины 15 км. Область разрешения на полученных картах выглядит шире, чем сетевая апертура, потому что для томографии затухания использовались данные зарегистрированных землетрясений, расположенных за пределами исследуемой области. Отметим, что в случае изучения затухания роль неопределенности источника менее значительна, чем при совместной томографии скоростей и параметров источника.

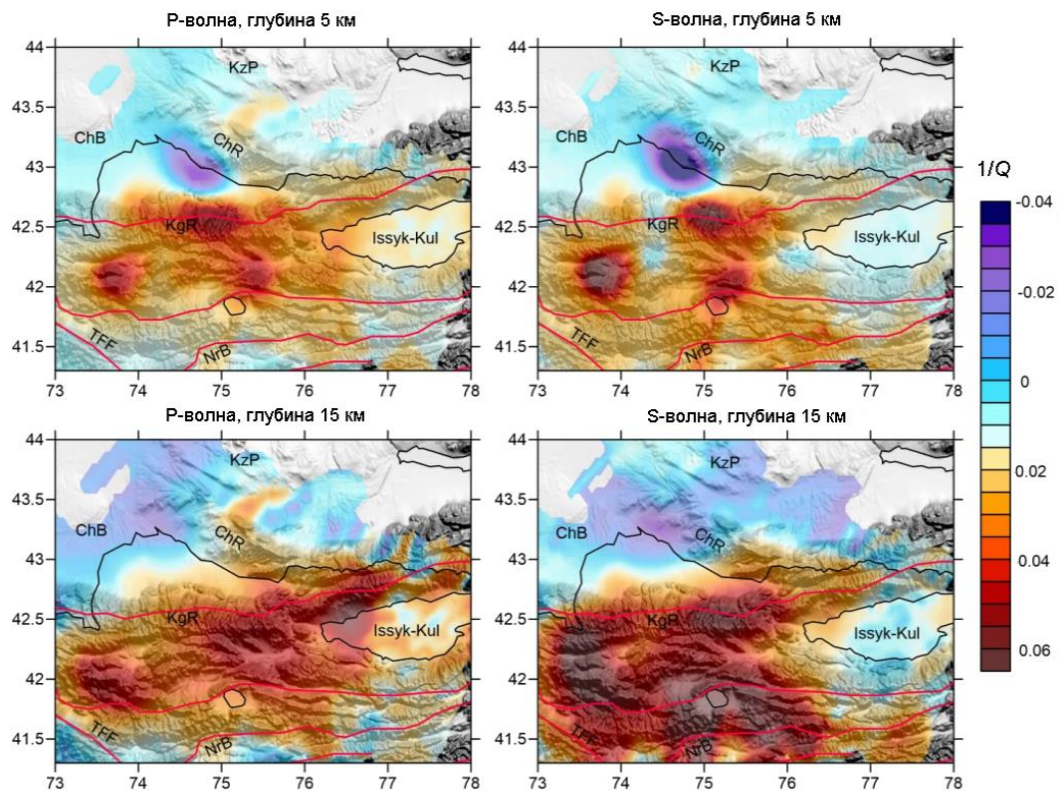


Рис. 3.2.5. Отклонения затухания скорости P - и S -волн в горизонтальных сечениях (по [Sychev et al., 2018]). Красные линии – основные разломы. Фоном является топография. Сокращения: ChB – это бассейн Чуя, KzP – Казахская плита, ChR – хребет Чуя, KgR – Киргизский хребет, TFF – Таласо-Ферганский разлом, NrB – бассейн Нарына. Среднее значение $Q = 12$, относительно чего представлена легенда

Следует отметить, что при вычислении затухания используется трехмерная скоростная модель, что следовательно, может повлиять на результат. Чтобы проверить это, было выполнено несколько инверсий затухания с использованием различных скоростных моделей (включая одномерную структуру скорости), в результате чего были получены, в общем, одинаковые структуры. Трехмерная скоростная модель, которая использовалась при построении поля затухания сейсмических волн, была получена на основе данных сейсмических станций, расположенных на территории Тянь-Шаня (станции Института сейсмологии НАН КР,

станции сети KNET и временные станции Центрально-Азиатского Института прикладных исследований Земли) и на базе нелинейного алгоритма пассивной сейсмической томографии *LOTOS* (Local Tomography Software) [Koulakov, 2009]. В целом, для томографии было использовано 34 676 *P*- и 27 345 *S*-волн от 4 775 событий. Эта часть исследования представлена в работе [Sychev et al., 2018].

На картах затухания *P*- и *S*-волн на глубине 5 и 15 км (рис. 3.2.5) отчетливо видно, что зоны с более высоким затуханием в основном связаны с горными районами, в то время как аномалии с низким уровнем затухания соответствуют устойчивым сегментам Казахского щита. Депрессия озера Иссык-Куль связана с локальным уменьшением затухания в моделях ослабления волн *P* и *S*. Также можно идентифицировать локальное увеличение затухания вдоль Чу-Илийских гор, отделяющих бассейн Чу от остальной части Казахской плиты.

Поскольку t^* для данных *P*- и *S*-волн вычислялись отдельно друг от друга, а инверсии выполнялись независимо, наблюдаемая хорошая корреляция структур затухания *P*- и *S*-волн является еще одним аргументом, показывающим надежность результатов. Действительно, сильно деформированная и трещиноватая кора в горных районах сильно рассеивает сейсмические волны и, аналогичным образом приводит к затуханию *P*- и *S*-волн. Во впадинах Казахского щита рассеивание относительно низкое, и волны распространяются со слабым ослаблением.

Ранее было отмечено, что для исследуемой территории добротность также была определена на основе анализа кода-волн [Сычева, Сычев, 2017; Сычева, 2017]. В этих работах кода-волны рассматривались в окне различной длительности: 5, 10, 20, 30, 40 и 50 с, что соответствует глубинам исследования 65, 70, 80, 90 и 109 км и добротность была получена для набора частот 0.75, 1.5, 3, 6, 12 и 24 Гц. Для слоя 65 км функция зависимости добротности от частоты для Бишкекского геодинамического полигона имеет вид $Q(f) = 20f^{4.2}$. Величина добротности для частоты 1 Гц составляет 20. Исследование поля затухания сейсмических волн методом томографической инверсии позволило оценить отклонение затухания сейсмических волн от средней добротности равной 12. Это может свидетельствовать о том, что данные по добротности, полученные на основе анализа кода-волн и томографической инверсии, согласуются, если учесть, что в первом методе рассматриваются глубины до 65 км, а во втором до 15 км.

3.3. Оценка стационарных поправок на основе H/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений

Существуют различные методы определения стационарных поправок: прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и на основе землетрясений, с применением базовой

станции и без нее, которые описаны в работах [Bindi et al., 2000; Parolai et al., 2004; Picozzi et al., 2009]. В основе некоторых из этих методов лежит предложенный в [Nakamura, 1989] подход, основанный на вычислении отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компонент сигнала.

Для определения станционных поправок станций сети KNET также используется этот подход, который требует последовательного применения нескольких математических преобразований к выбранным участкам волновых форм, в качестве которых рассматривались записи S-волн землетрясений и сейсмического шума, полученные со станций сети.

Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети KNET были получены ранее с использованием авторской программы [Макагон, Сычева, 2013], и результаты этих оценок представлены в работе [Сычева, Богомолов, 2014]. В дальнейшем алгоритм вычисления поправок был пересмотрен и реализован А.Н. Мансуровым. Представляемые ниже станционные поправки получены на основе этой реализации.

3.3.1. Исходные данные

Станционные поправки были вычислены на основе отдельного анализа записей землетрясений и сейсмического шума.

Записи землетрясений. При анализе записей землетрясений использовались сейсмограммы событий с энергетическим классом $9.5 < K < 13.7$, произошедших в 1998–2012 гг. на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (рис. 3.3.1). Верхняя граница энергетического класса соответствует событию 16.01.2004 г., наиболее сильному на исследуемой территории за рассматриваемый период времени.

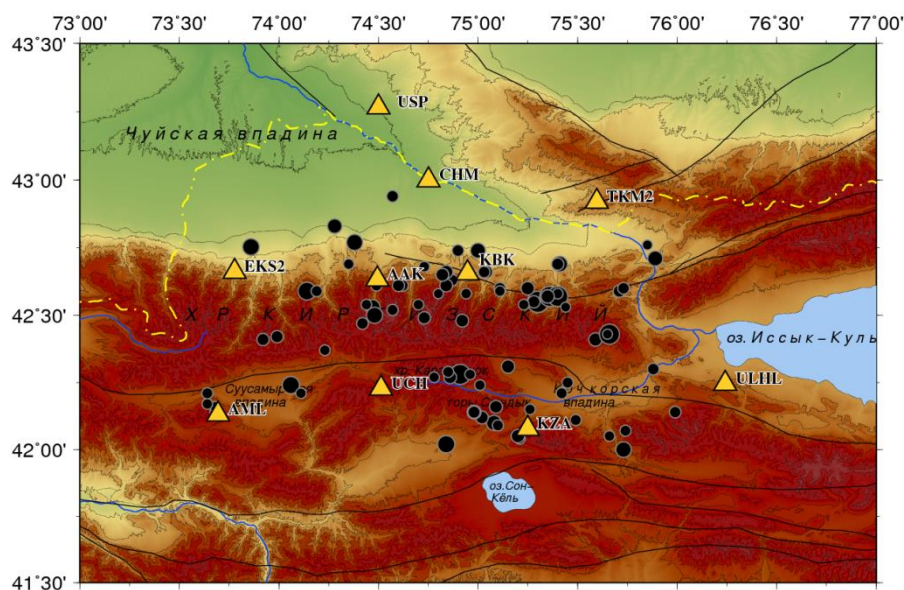


Рис. 3.3.1. Схема расположения эпицентров анализируемых землетрясений (кинематические характеристики событий см. табл. 3.3.2) (по [Сычева и Мансуров, 2018]). Треугольники – станции сети

KNET; круги – эпицентры рассматриваемых событий (размер кругов отображает магнитуду события).
Линии – региональные разломы

Количество обработанных по каждой станции землетрясений (N), минимальное ($R_{\text{мин}}$) и максимальное ($R_{\text{макс}}$) расстояния от эпицентра события до станции представлены в табл. 3.3.1; некоторые кинематические характеристики этих событий приведены [Сычева и др., 2020, табл.1.2.2, стр. 34].

Таблица 3.3.1. Количество землетрясений, обработанных по каждой станции сети KNET, и минимальное и максимальное расстояния от эпицентра события до станции

Параметр	Станции сети KNET									
	ААК	АМЛ	СНМ	ЕКС2	КВК	КЗА	ТКМ2	УСН	УЛНЛ	УСП
N	68	60	79	68	76	65	74	52	65	75
$R_{\text{мин}}$, км	2.62	3.42	16.13	12.22	7.55	5.13	27.33	22.45	23.84	36.81
$R_{\text{макс}}$, км	123.6	191.4	139.3	177.1	120.2	136.6	180.8	125.0	214.5	174.8

Рассматривались волновые формы с началом примерно за 1 с до прихода S -волны и концом, определяемым временем выделения основной энергии волны ($\sim 95\%$), которое устанавливалось визуально интерпретатором. Все выбранные фрагменты записей анализировались на репрезентативность (отсутствие сильных импульсных помех и других факторов, искажающих спектр). Примеры выделения участка S -волны в записях четырех станций сети для события 16.01.2004 г. ($K = 13.7$) приведены на рис. 3.3.2.

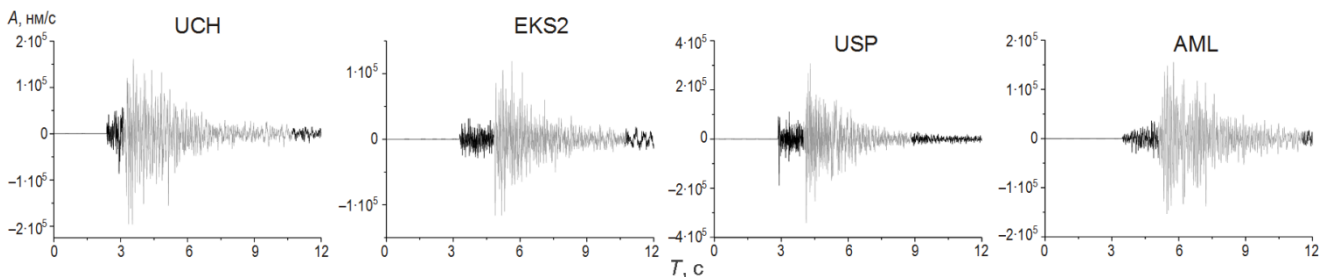


Рис. 3.3.2. Сейсмологическая сеть KNET. Записи события 16.01.2004 г. ($K = 13.7$) на станциях УСН ($R = 73$ км), УСП ($R = 102$ км), ЕКС2 ($R = 73$ км) и АМЛ ($R = 139$ км) (по [Сычева и Мансуров, 2018]). Серым цветом выделена часть записи, используемая для анализа. R – расстояние между эпицентром события и регистрирующей станцией

Записи сейсмического шума. При формировании набора записей для анализа сейсмического шума использовались данные за 2000–2014 гг. с включением всех времен года, для чего рассматривались март (равноденствие), июнь (самый долгий день), сентябрь (равноденствие) и декабрь (самый короткий день). В результате осуществлен анализ около 5000 шестидесятисекундных фрагментов записей шума. Все записи были просмотрены на предмет отсутствия в них землетрясений и сильных импульсных помех.

Для примера слева на рис. 3.3.3 приведены записи исходного и тапированного сейсмического шума в разные дни марта 2002 г. (станция КВК, компонента E). На том же

рисунке справа представлены исходные записи шума с удаленной низкочастотной составляющей, которые использовались для оценки их репрезентативности. Видно, что в обоих случаях сигналы от землетрясений, импульсные помехи и иные артефакты отсутствуют.

Описанный выше принцип выбора исходных данных для анализа позволил оценить стационарные поправки по фрагментам S -волн землетрясений в диапазоне от 0.5 до 40 Гц, а по сейсмическому шуму – в диапазоне от 0.2 до 40 Гц.

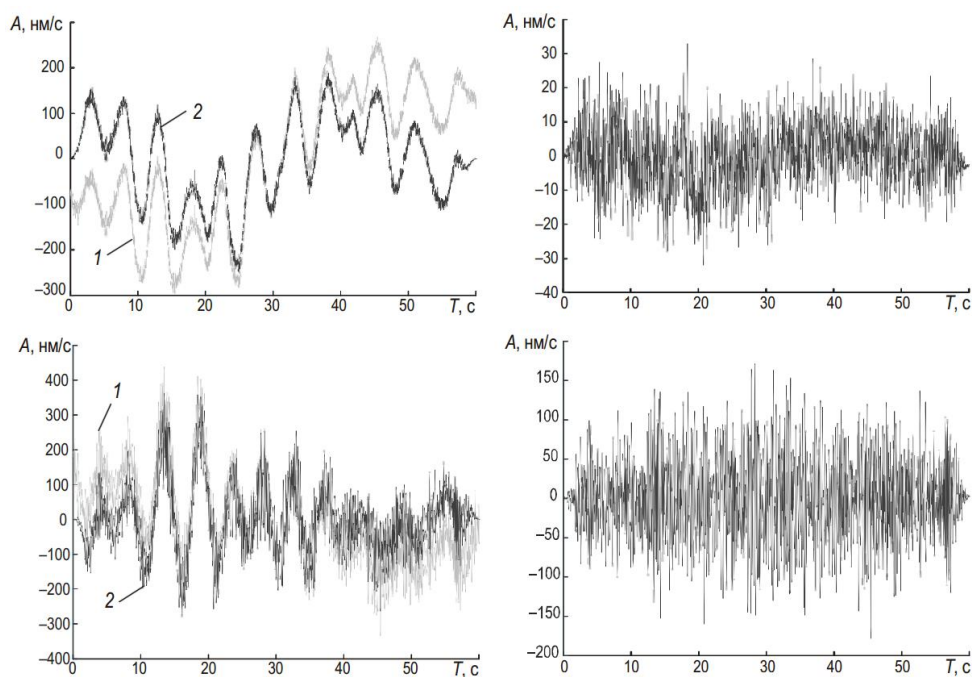


Рис. 3.3.3. Сейсмическая запись E компоненты на станции КВК длительностью 60 секунд, в разные дни марта 2002 г. (по [Сычева и Мансуров, 2018]): слева – исходный сигнал с вычтенным средним значением (1) и после вычитания линейного тренда и процедуры тапирования (2); справа – исходный сигнал, фильтрованный с полосой пропускания 1–20 Гц

3.3.2. Методика расчета

Использованный в данной работе метод основан на представлении о том, что влияние расположенного непосредственно под сейсмической станцией тонкого слоя земной коры в большей части относится к поперечным волнам, усиливаемым этим слоем. Продольные волны, в отличие от поперечных, имеющих близвертикальное распространение, под влиянием этой структуры практически не изменяются. В таком случае отношение спектральных характеристик горизонтальных компонент к спектральным характеристикам вертикальной будет характеризовать передаточную функцию, вид которой однозначно зависит от местоположения сейсмического датчика. Как известно, сейсмические датчики фиксируют смещения земной коры в трех направлениях – двух горизонтальных (H : восток–запад, E ; север–юг, N) и одном вертикальном ($V - Z$). Суть метода заключается в нахождении отношения суммарного амплитудного спектра горизонтальных компонент H к амплитудному спектру вертикальной

компоненты V . Для расчета названных спектров необходимо измерение трех компонент – E , N , Z . Средний амплитудный спектр H вычисляется как среднеквадратическое значение амплитудных спектров компонент N и E ; амплитудный спектр V соответствует амплитудному спектру компоненты Z . Затем вычисляется непосредственно отношение H/V , для корректного вычисления которого необходимы следующие преобразования используемых исходных данных.

Применение поправок за прибор. На сейсмической станции устанавливается датчик, имеющий собственную амплитудно-частотную характеристику. Исследование записей волновых форм без учета поправок за аппаратуру вносит некоторые искажения в спектр сигнала. Для их устранения к сигналу были применены соответствующие приборные поправки.

Устранение линейного тренда. Под трендом понимается непериодическое изменение среднего, например, его линейный рост. В таком случае тренд представляет собой линейную функцию $z(t) = a \cdot t + b$, где a – линейный коэффициент (визуально воспринимаемый как угол между графиком сейсмограммы и осью времени), b – постоянная составляющая сейсмического сигнала (смещение графика от оси времени, проведенной через условный ноль амплитуды). Наличие на участке сейсмограммы линейного роста может свидетельствовать, например, о наличии колебаний очень большой амплитуды и очень низкой частоты; колебания такой частоты не могут быть корректно учтены при анализе участка рассматриваемой длины, поэтому линейный рост сигнала лишь исказит его спектр. Постоянная составляющая сама по себе никак не влияет на спектр в ненулевых частотах, но ее наличие препятствует тапированию краев анализируемого участка сейсмограммы (см. следующий абзац). Для устранения линейного тренда методом наименьших квадратов для каждого анализируемого отрезка сейсмограммы были вычислены параметры a и b функции $z(t) = a \cdot t + b$, наилучшим образом аппроксимирующей анализируемый участок сейсмического сигнала; затем значения этой функции вычитались из значений сигнала.

Сглаживание (тапирование) исследуемого отрезка сигнала (окно косинуса 5%). Общепринятой практикой считается умножение временного окна данных на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье. Это окно является функцией, плавно убывающей на концах. Поскольку анализируемый фрагмент волновой формы извлекается из общего сигнала, а преобразование Фурье фактически вычисляет спектр бесконечной функции, получаемой «зацикливанием» этого фрагмента, разность значений сигнала между концами фрагмента проявляется в виде неоднородностей (скачков), эффект которых уменьшается благодаря использованию сглаживающего окна. В данной работе применялось наиболее эффективное в сейсмическом анализе [Pilz, Parolai, 2012] косинусное окно с шириной, составляющей 5% от общей длины сейсмограммы.

Вычисление спектра. Для вычисления амплитудного спектра каждой компоненты сейсмического сигнала использовалось быстрое преобразование Фурье.

Сглаживание спектра. Применяемое к амплитудному спектру сглаживание Конно и Омачи [Konno, Ohmachi, 1998] определяется следующим соотношением:

$$A'(f_c) = \sum_f (K_{\text{КО}}(f_c, f) \cdot A(f)), \quad K_{\text{КО}}(f_c, f) = \left(\frac{\sin(b \cdot \log_{10}(f/f_c))}{b \cdot \log_{10}(f/f_c)} \right)^4 \cdot \text{norm}(f_c), \quad (3.21)$$

где $A(f)$ – исходный спектр, $A'(f_c)$ – сглаженный спектр, b – коэффициент полосы пропускания (определяет «радиус» сглаживания), $\text{norm}(f_c)$ – нормировочный коэффициент, рассчитываемый из условия $\sum_f K_{\text{КО}}(f_c, f) = 1$ для всех f_c .

Усредненный спектр горизонтальных компонент вычислялся как среднеквадратическое значение сглаженных спектров компонент N и E. Пример 60-секундной исходной записи одной компоненты сейсмического шума и тапированной после вычета тренда показан на рис. 3.3.4а. На рис. 3.3.4б приведен пример усредненного спектра горизонтальных компонент, исходного и сглаженного спектров вертикальной компоненты записи одного из землетрясений.

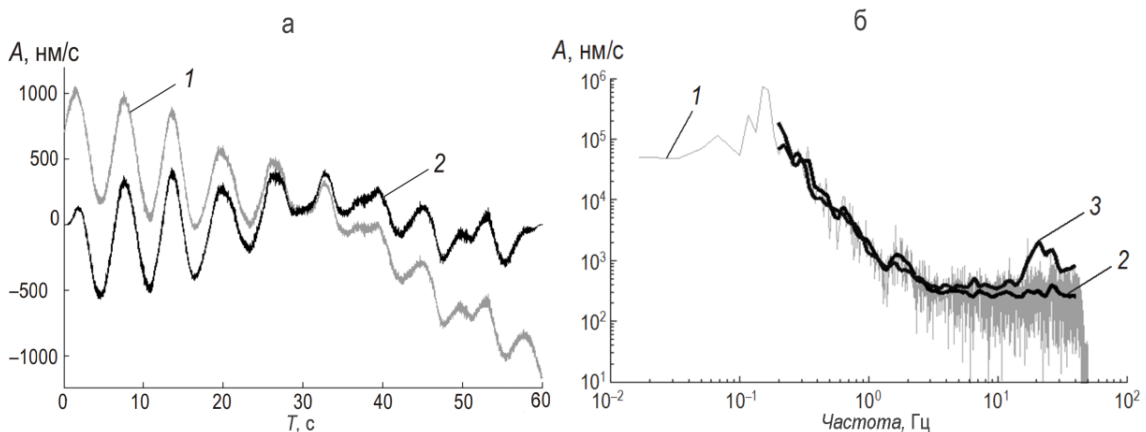


Рис. 3.3.4. а – пример 60-секундной сейсмической записи (по [Сычева и Мансуров, 2018]): 1 – исходный сигнал с удалением среднего; 2 – сглаженный (тапированный) сигнал после вычета тренда.

Горизонтальная ось – время T , с; вертикальная – значение скорости компоненты ННН, измеренной сейсмодатчиком, A , нм/с; б – станция ЕКС2. Пример амплитудных спектров записи землетрясения 20.03.2003 г. 1 – спектр вертикальной компоненты; 2 – спектр вертикальной компоненты, сглаженный по методу Конно – Омачи; 3 – усредненный сглаженный спектр горизонтальных компонент (по [Сычева и Мансуров, 2018])

В итоге для каждого анализируемого участка записи сейсмического сигнала было вычислено отношение амплитудного спектра горизонтальной компоненты к амплитудному спектру вертикальной компоненты. Затем для каждой станции были вычислены среднее значение и среднеквадратическое отклонение логарифма этого отношения; осреднение проводилось отдельно для записей сейсмического шума и для фрагментов записей S -волн

землетрясений. Для расчета станционных поправок использовалась программа SUR_SPECTRAL_RATIO [авт. свид. Мансуров, Сычева, 2017].

3.3.3. Результаты исследования

Угловая частота, определяемая по очаговому спектру, соответствует времени подвижки в очаге. При рассмотрении событий с $K > 9$ (на НС РАН динамические параметры рассчитываются только для таких событий) это время не может быть менее 0.14 с, что соответствует угловой частоте до 7 Гц, в связи с чем область рассмотрения очагового спектра может быть ограничена сверху частотой 20 Гц.

Статистические характеристики станционных поправок станций сети KNET, полученных методом расчета отношения H/V по землетрясениям и сейсмическому шуму в диапазоне 0.2–20 Гц, представлены в табл. 3.3.2. Для каждой станции приведены максимальное (max) и минимальное (min) значения отношения H/V , их отношение (max/min) и отклонения максимального и минимального значений от единицы (max–1 и min–1).

Графическое сопоставление станционных поправок, полученных по сейсмическому шуму и по землетрясениям, приведено на рис. 3.3.5, где серая область соответствует диапазону среднеквадратичных отклонений для значений по землетрясениям, черная – по сейсмическому шуму.

Выше было отмечено, что станции сети KNET установлены на скальных породах для исключения усиления сигнала тонким слоем, расположенным непосредственно под станцией. Для таких станций теоретически отношение спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной должно равняться единице во всем диапазоне рассматриваемых частот. На практике значения станционных поправок незначительно отклоняются от единицы в рассматриваемом диапазоне частот, варьируя от 0.4 до 1.36 по сейсмическому шуму и от 0.46 до 2.06 по землетрясениям (см. табл. 3.3.2). Минимальные значения станционных поправок не опускаются ниже 0.6 (ТКМ2) по сейсмическому шуму и 0.54 (KZA) по землетрясениям, максимальные превышают значение 2.00 на станциях ТКМ2 и КВК по сейсмическому шуму и на станциях ААК, АМЛ, СНМ, КВК и ТКМ2 по землетрясениям. Уровень станционных поправок, определенных по землетрясениям, находится чуть выше уровня станционных поправок, определенных по сейсмическому шуму; при этом ход станционных поправок, полученных по землетрясениям и сейсмическому шуму, практически одинаков на всех станциях (за исключением ААК, АМЛ, КЗА).

Различия между станционными поправками по землетрясениям и шуму – явление обычное. Для примера на рис. 3.3.6 приведены результаты их определения для станции Викоца

в Италии [Giacomo et al., 2005]. Анализ сейсмического шума и землетрясений позволил в этом случае выявить два интервала частот, на которых амплитуды сигнала увеличиваются.

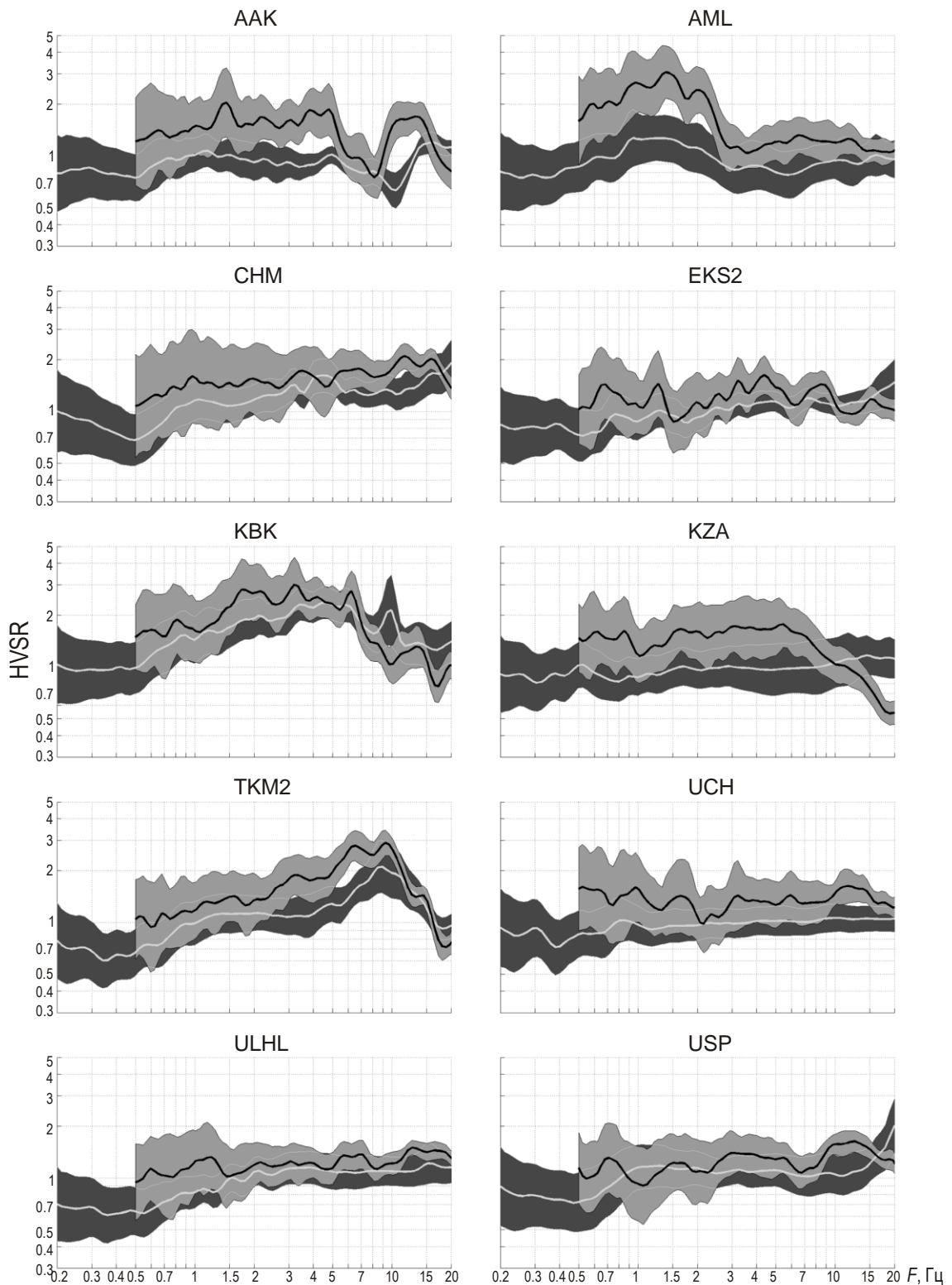


Рис. 3.3.5. Сравнение спектральных отношений H/V для землетрясений (черные графики на сером фоне) и сейсмического шума (серые графики на черном фоне) для станций сети KNET (по [Сычева и Мансуров, 2018]). Залитые серым и черным области демонстрируют диапазон среднеквадратичных отклонений

Таблица 3.3.2. Статистические характеристики станционных поправок

Станция	Сейсмический шум					Землетрясения				
	min	max	max/min	min-1	max-1	min	max	max/min	min-1	max-1
ААК	0.63	1.20	1.90	-0.37	0.20	0.75	2.04	2.72	-0.25	1.04
АМЛ	0.75	1.27	1.70	-0.25	0.27	1.04	3.06	2.94	0.04	2.06
СНМ	0.68	1.89	2.78	-0.32	0.89	1.07	2.10	1.95	0.07	1.10
ЕКС2	0.72	1.47	2.03	-0.28	0.47	0.87	1.63	1.87	-0.13	0.63
КВК	0.95	2.36	2.48	-0.05	1.36	0.77	3.00	3.88	-0.23	2.00
КЗА	0.81	1.17	1.44	-0.19	0.17	0.54	1.77	3.29	-0.46	0.77
ТКМ2	0.60	2.11	3.50	-0.40	1.11	0.72	2.89	4.03	-0.28	1.89
УСН	0.72	1.06	1.48	-0.28	0.06	0.98	1.67	1.66	-0.05	0.63
УЛНЛ	0.61	1.21	2.00	-0.39	0.21	0.94	1.50	1.59	-0.05	0.50
УСП	0.72	1.99	2.77	-0.28	0.99	0.90	1.63	1.81	-0.10	0.63

В целом для станций сети KNET можно говорить об отсутствии резонансного эффекта во всем рассматриваемом диапазоне частот. Полученные результаты дают основания для вывода, что все станции сети являются «хорошими» – на них не наблюдается увеличения амплитуд регистрируемых сигналов вследствие резонансных явлений. Однако наличие некоторых отклонений от единичного уровня (см. табл. 3.3.3, станции ААК, АМЛ, КВК, ТКМ2) в рассматриваемом диапазоне частот делает необходимым использование станционных поправок для корректного расчета очагового спектра.

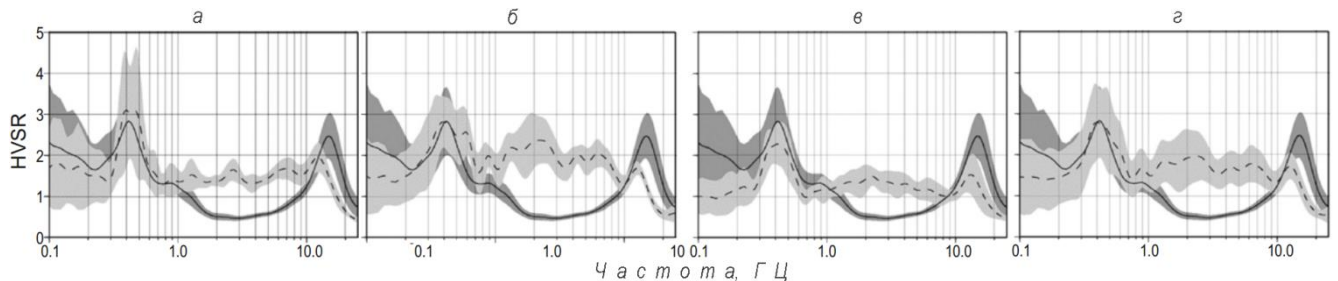


Рис. 3.3.6. Станционные поправки для станции Викоца, Италия (по [Giacomo et al., 2005]). Сравнение спектральных отношений H/V для землетрясений (пунктирные линии на сером фоне) и сейсмического шума (сплошные на темно-сером): *a* – результаты для локальных землетрясений; *б* – для череды землетрясений в *San Giuliano di Puglia*; *в* – для региональных и телесеизмических событий; *г* – для всех анализируемых землетрясений. Области с заливкой соответствуют диапазонам изменения среднеквадратичных отклонений

Выше было отмечено, что для получения станционных поправок по записям сейсмического шума использовались данные 2000–2014 гг. за март, июнь, сентябрь и декабрь каждого года. Для станций АМЛ, УСН и КЗА при расчете спектральных отношений в определенные месяцы определенных лет все кривые (или не менее половины кривых в выборке одного месяца одного года) зависимости H/V от частоты лежат далеко от кривых,

представляющих среднее за все месяцы и годы. Такие данные не включены в результат, показанный выше на рис. 3.3.6.

Таблица 3.3.3. Расшифровка условных обозначений на рис. 3.3.7

Станция	Цвет на рис. 3.3.8	Количество записей в выборке	Месяц	Год
AML	Бирюзовый	105	июнь	2006
	Зеленый	91	июнь	2000
	Красный	79	сентябрь	2000
	Коричневый	295	сентябрь	2003, 2005, 2006 , 2007, 2011
KZA	Синий	67	декабрь	2012
	Красный	435	сентябрь	2000, 2001, 2002 , 2003, 2004 ,
UCH			март	2009
	Серый	407	июнь	2009
			сентябрь	2001
			декабрь	2007, 2008
	Красный	454	сентябрь	2002, 2004 , 2008, 2009, 2010,
	Синий	35	декабрь	2012

Для каждой из трех станций наблюдалось не более четырех видов систематических отклонений (под видом отклонений подразумеваем сходство ряда кривых по характеру отклонений; фактически для некоторых видов это сходство очень велико – отмечается малое среднеквадратическое отклонение от среднего для вида). Для каждого вида была сделана выборка рассчитанных для него кривых H/V ; средние кривые по этим выборкам представлены на рис. 3.3.7.

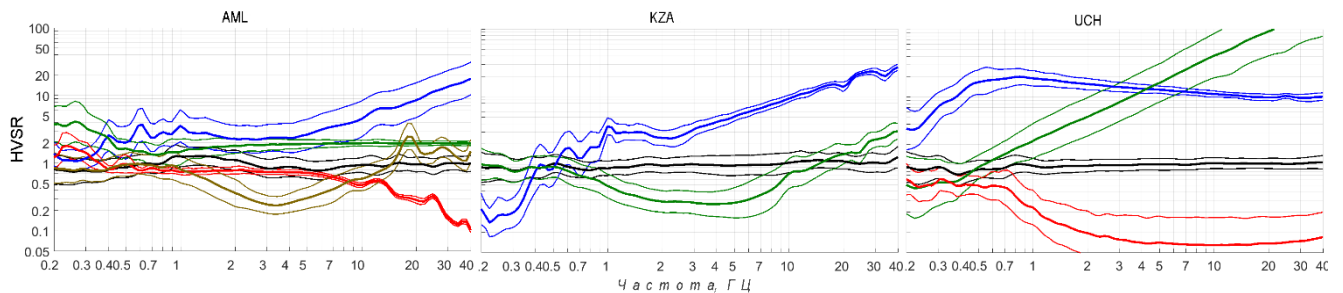


Рис. 3.3.7. К анализу систематических отклонений станционных поправок, вычисленных для трех станций сети KNET по записям сейсмического шума в марте, июне, сентябре и декабре каждого года в период с 2000 по 2014 гг. (по [Сычева и Мансуров, 2018]). Расшифровка условных значений приведена в табл. 3.3.3

На всех фрагментах рис. 3.3.7 черные графики – осредненное отношение H/V за исключением отклонений (оно же показано на рис. 3.3.5). Графики разного цвета относятся к выборкам данных по разным видам; жирные линии – среднее логарифмическое отношение H/V по выборке; тонкие ограничивают диапазон среднеквадратических отклонений соответствующих выборок. В табл. 3.3.3 приводится соответствие цветов на рис. 3.3.8 месяцам и годам использованных записей. Утолщенным шрифтом выделены годы, для которых за

указанный месяц данные лишь частично вошли в соответствующую выборку; для остальных данные использованы полностью. На рис. 3.3.7 можно видеть, что бóльшая часть данных с вышеописанными систематическими отклонениями от среднего содержится в выборках за сентябрь.

3.4. Выводы

1. На основе применения модели однократного рассеяния к кода-волнам землетрясений установлены параметры Q_0 и n , описывающие частотную зависимость добротности для областей радиусом 100 км вокруг станций сети KNET и для территории БГП в целом. Эти параметры определены для глубин 65, 70, 80, 90, 100 и 109 км.
2. Наблюдается высокая скорость изменения коэффициента затухания до глубины 80 км, после чего коэффициент затухания меняется незначительно.
3. На основе метода томографической инверсии получены модели затухания сейсмических волн (P и S), и на глубинах до 15 км выявлены области с более высоким (горные хребты) и низким (впадины) ослаблением сейсмических волн.
4. Станции сейсмологической сети KNET расположены на гранитном основании и не порождают резонансных эффектов.
5. Частотная зависимость добротности коры и верхней мантии Северо-Тянь-Шаньского региона на глубинах (60–100 км) описывается степенной зависимостью $Q \sim f^{0.9}$ в диапазоне частот 0.75–24 Гц.

Глава 4. Кинематические параметры очагов землетрясений

4.1. Определение механизма очага землетрясения по информации о полярности вступлений объемных сейсмических волн

Подавляющий объем накопленной в современной сейсмологии экспериментальной информации по механизмам очагов землетрясений получен на основе данных по полярности вступлений сейсмических волн. В условиях оснащённости все большего числа сейсмических станций цифровой аппаратурой этот источник продолжает оставаться важнейшим и в настоящее время. Графическое представление фокального механизма и используемая система параметров подробно описаны в работе [Сычева и др., 2020].

4.1.1. Общая теория

Подготовка исходных данных для последующего численного определения механизма очага включает в себя визуальный анализ сейсмограмм с целью выделения первых фаз вступления объемных сейсмических волн. Такая первичная, не вполне четко формализуемая обработка сейсмограмм существенно опирается на опыт предшествующей работы интерпретатора. Этим обусловлены определенные трудности математической формализации, как исходных данных, так и степени надежности получаемых на их основе построений механизма очага.

В соответствии со стандартной методикой наблюдаемая картина излучения приводится к картине, соответствующей источнику, расположенному в бесконечном однородном упругом теле. При этом теоретические и экспериментальные данные, как правило, рассматриваются на поверхности некоторой условной фокальной сферы с центром в очаге землетрясения. Анализ проводится в рамках лучевого приближения, так что вместо фронтов сейсмических волн рассматриваются нормали к ним, образующие соответствующие лучи.

В задаче о механизме очага землетрясения информация о приходе данного типа сейсмической волны на конкретной станции представляет собой:

- характеристику направляющего единичного вектора (p), касательного к выходящему из очага сейсмическому лучу;
- характеристику единичного вектора (q) – направления, в котором рассматривается та или иная компонента движения в сейсмической волне;
- наблюдаемый знак движения $SIGN(q)$, причем $SIGN(q) = \pm 1$ в q -направлении.

Как известно, объемные волны состоят из волн продольной и поперечной поляризации [Пузырев, 1997]. Первые, или P -волны (название связано со словом *Primary*, так как на сейсмограммах они регистрируются первыми, поскольку имеют наибольшую скорость),

ассоциированы с колебаниями главным образом в направлении распространения волны, так что такое направление отвечает вектору (p). Вторые, или S -волны (от слова *Secondary*), отвечают колебаниям материальных частиц в одной из двух плоскостей, перпендикулярных направлению распространения. В плоскости поляризации рассматриваемой S -волны принято фиксировать горизонтальное (h) и вертикальное (v) направления.

Каждому наблюдению знака $SIGN(p, q)$, отнесенному к точке фокальной сферы (p) и отвечающему движению в объемной волне в положительном или отрицательном направлении единичного вектора q ($q = p, h, v$), можно сопоставить симметричный нормированный тензор второго ранга, соответствующий данному наблюдению полярности.

В случае P -волн тензор наблюдения полярности имеет следующий вид [Юнга, 1990]

$$e^{\ominus} = \sqrt{\frac{3}{2}}(p * p - \frac{1}{3}I) \cdot SIGN(p, q), \quad (4.1)$$

где I – единичный тензор. Здесь и далее знак $*$ между векторами обозначает *диадное произведение*, [Элементы тензорного ..., 2012].

В случае S -волн тензор наблюдения полярности можно выразить в

$$e^{\ominus} = p * q \cdot SIGN(p, q), \quad (4.2)$$

где в случае SH -волн вектор $q = h$ ($|h| = 1$) и в случае SV -волн вектор $q = v$ ($|v| = 1$).

Выбранные здесь условия нормировки определены из соображений равенства интенсивностей тензоров в случаях поперечных и продольных волн.

Учитывая центральную симметрию используемой теоретической картины излучения, удобно в дальнейшем рассматривать только одну половину фокальной сферы, например, верхнюю.

К входной информации для определения механизма очага землетрясения следует также отнести координаты гипоцентра землетрясения и координаты регистрирующих это землетрясение станций.

Входные данные можно привести к декартовой системе координат (O, X_1, X_2, X_3), совмещенной в эпицентре со стандартной географической системой координат таким образом, что ось OX_1 направлена вертикально вверх, ось OX_2 – горизонтально на север, OX_3 – горизонтально на восток. Такой выбор осей зачастую отвечает порядку следования записей компонент движения на сейсмограммах. Ориентации осей также соответствуют обычно принимаемым положительным направлениям.

Радиус фокальной сферы условно принимается равным единице. Для описания положения точки выхода нормали к фронту сейсмической волны вводятся сферические координаты. Как уже отмечалось, нормаль к фронту волны соответствует касательной к

сейсмическому лучу с направляющими косинусами (p_1, p_2, p_3) , достигающему рассматриваемой сейсмической станции за номером k .

$$p_1 = \cos\alpha, p_2 = \cos(Az)\sin\alpha, p_3 = \sin(Az)\sin\alpha,$$

где Az – азимут из очага на станцию, отсчитываемый стандартным образом от направления на север до проекции вектора (p) в горизонтальной плоскости по часовой стрелке ($0 \leq Az < 360$), α – угол, отсчитываемый от направления на зенит до выходящего из очага сейсмического луча ($0 \leq \alpha \leq 180$).

На этом подготовительном этапе интерпретации используются методы расчета хода сейсмических лучей в земной коре и верхней мантии, лежащие в основе едва ли не большинства сейсмологических построений, что позволяет ограничиться ссылками на работы [Юнга, 1990; и др.] и отметить в качестве примера лишь специфику данного этапа для орогена Тянь-Шаня. При этом учитываются особенности скоростного строения земной коры исследуемого региона.

Введем в каждой рассматриваемой точке k , отвечающей выходу выпрямленного луча, который соответствует компоненте продольной или поперечной волны, свою собственную локальную, ортогональную систему координат с направляющими единичными ортами (p, h, v) . При этом вектор (p) направлен по радиусу, вектор (h) горизонтален и направлен по касательной к сфере, вектор (v) ортогонален указанным первым двум векторам и имеет положительную вертикальную составляющую. По направляющим векторам введенной системы координат происходят колебания в P -, SH -, SV -волнах. Для теоретического знака ($SIGN^T$) смещения по направлению единичного вектора (q) в волне Q ($Q = P, SH, SV$) в соответствии с известными теоретическими выражениями имеем

$$SIGN^T(p, q) = \text{sign}(m : p * q), \quad (4.3)$$

где функция $\text{sign}(x)$ принимает значение $+1$ при положительном аргументе x , -1 при $x < 0$ и 0 при $x = 0$; символом « $:$ » обозначено двойное скалярное произведение тензоров, m – тензор фокального механизма или, по сути, направляющий тензор сейсмического момента, пропорциональный в случае изотропной среды тензору скорости необратимой деформации в области очага, рассматриваемой как точка.

Положим, что

$$m:m = 1, \quad (4.4)$$

в соответствии с тем обстоятельством, что интенсивность источника в задаче об исследовании только полярности картины вступлений сейсмических волн можно зафиксировать произвольно выбранным образом.

Предполагается отсутствие объемных изменений в области очага

$$m:I = 0. \quad (4.5)$$

Отметим, что данное условие связано с вопросом о существенности объемных изменений при подвижке в очаге землетрясений в отдельных сложных случаях интерпретации. В настоящее время это условие принимается в большинстве работ по интерпретации фокальных механизмов.

Для широко применяемого в настоящее время при интерпретации картины первых вступлений двухдипольного сейсмического источника [Введенская, 1969]

$$m_{ij} = (t_i t_j - p_i p_j) / \sqrt{2}, \quad (4.6)$$

где t, p – единичные направляющие векторы для осей растяжения и сжатия.

Нодальной поверхностью для P -волн являются две взаимно перпендикулярные плоскости в рассматриваемом случае изотропной упругой среды.

Как правило, механизм очага характеризуется ориентацией в пространстве своих главных осей. Вместе с тем возможны и другие способы представления единичного по интенсивности тензора механизма, естественные при картировании типов механизмов.

В качестве параметров, описывающих механизм очага, можно здесь принять следующие величины: азимут оси сжатия в горизонтальной плоскости, угол вида, отвечающий характеру подвижки, угловое соотношение между обобщенно-плоской частью и перерезывающей частью и, наконец, угол среза, показывающий ориентацию нормали к плоскости максимального перерезывающего усилия.

Таким образом, пространство экспериментальных данных, подлежащих интерпретации, составляет множество компонент тензоров с нулевым следом и фиксированными интенсивностями и детерминантами. Поскольку сумма квадратов компонент фиксирована, то это множество несколько условно можно назвать гиперсферой. В отличие от обычной гиперсферы в N -мерном пространстве определенную сложность для такой трактовки доставляют наложенные на детерминанты условия. Соответствие наблюдений знаков заданному точечному источнику отвечает, очевидно, выполнению системы неравенств

$$m : e > 0, (k = 1, 2, \dots, N), \quad (4.7)$$

где N – общее число знаков наблюдений.

Применение статистического подхода в условиях ранжированного описания входных данных требует определенной адаптации. На этом пути построение решения возможно по методу максимального правдоподобия или некоторому другому, более эвристическому способу. Алгоритм решения задачи в целом заключается в последовательной минимизации числа несогласующихся знаков в соответствии с их ранговыми приоритетами по той или иной процедуре. Наглядно алгоритм решения можно представить как нахождение разделяющей

гиперплоскости, по одну сторону которой должны находиться все векторы, отвечающие в девятимерном пространстве тензорам наблюдения.

Точность определения индивидуальных механизмов зависит от многих факторов. Как правило, надежность определения фокального механизма землетрясения оценивается степенью допустимых вариаций положений нодальных линий в поле экспериментально определяемых знаков первых вступлений объемных волн, нанесенных на стереографическую проекцию одной из фокальных полусфер. Надежность проведения нодальных линий зависит от разного рода факторов.

Источником возможных ошибок в идентификации самого знака первого вступления могут являться следующие факторы:

- плохое соотношение сигнал-помеха на сейсмограмме;
- потеря начальной фазы колебаний в первой волновой группе;
- подход сейсмического луча из существенно иного азимута по отношению к расчетному, в результате его возможного искривления в горизонтальном направлении за счет существования латеральных неоднородностей в земной коре.

Причинами возможных ошибок в положении знака могут быть следующие факторы:

- ошибки определения координат эпицентра землетрясения;
- ошибки определения глубины очага землетрясения;
- неверный выбор скоростной модели земной коры на пути распространения сейсмического луча;
- выход сейсмического луча из источника в существенно ином азимуте и под существенно иным углом по сравнению с расчетным в результате его возможного искривления за счет существования латеральных неоднородностей в земной коре.

Ошибки определения эпицентра и его глубины вносят различный вклад в погрешность определения фокального механизма. Погрешность в определении азимута выхода сейсмического луча на станцию наблюдения экспоненциально уменьшается по мере увеличения эпицентрального расстояния. Эта ошибка мала для сравнительно удаленных станций, и ею можно пренебречь. В случае близко расположенных станций резко сокращается сама погрешность в определении координат эпицентра. Иначе дело обстоит с ошибкой в определении глубины очага, от которой сильно зависит дисперсия определения углов выхода сейсмического луча.

4.1.2. Расчет фокальных механизмов в условиях сети KNET

Одним из условий надежного определения фокального механизма по данным о полярности первых вступлений продольных волн является полное окружение эпицентра

пунктами наблюдений. В условиях сети KNET для получения надежных решений могут рассматриваться только те землетрясения, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети (42.0° – 43.0° с.ш. и 73.75° – 76.0° в.д.) представляющей собой небольшую область 100×300 км. Однако эта территория представляет научный интерес как зона сочленения Тянь-Шанского орогена и Казахской платформы.

Программное обеспечение. Для расчета фокальных механизмов использовалась программа FPFIT [Snoke, 1984; Reasenberg and Oppenheimer, 1985; Snoke 1989, 1990; 2000], которая находит решения для двойной пары плоскостей разрыва (исходная модель) наилучшим образом удовлетворяющие данному множеству зарегистрированных значений первых вступлений землетрясения. Обратное преобразование (инверсия) достигается посредством двухстадийного поиска по сетке, который обеспечивает минимизацию, взвешенной суммы разностей полярности первого вступления. При минимизации комбинируются два весовых коэффициента: один отображает оцениваемое изменение данных, а другой базируется на абсолютном значении теоретической амплитуды излучения P -волн.

Расчет фокальных механизмов очагов проводился на компьютере SUN под операционной системой *Solaris 2.8*. В качестве входных данных программа FPFIT использует *arc*-файл (файл архива фаз, формируемый программой *Hypocenter*, раздел 2.2) и файл управления FPFIT.INP, позволяющий настраивать алгоритм расчета, например, минимальное количество зарегистрированных фаз (OBS, observation – наблюдение). По умолчанию FPFIT позволяет получать решения фокальных механизмов, если события зарегистрированы пятью (OBS = 5) и более станциями. При условии регистрации сейсмического события всеми станциями сети KNET (10 станций) максимальное значение OBS = 10. Для получения более надежных решений минимальное значение этого параметра установлено OBS = 7. В качестве выходных данных программа формирует файл, который содержит параметры плоскостей разрыва в пространстве: углы простирания, падения и скольжения. При наличии нескольких решений положения плоскости использовался первый вариант, рекомендуемый программой FPFIT как предпочтительный.

Исследуемые события. Карты эпицентрального расположения сейсмических событий из каталога землетрясений по данным сети KNET (1994–2021 гг.) представлены на рис. 4.1.1. На территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET произошло 3237 землетрясений. Серым цветом на рис. 4.1.1 отмечены те, для которых получены механизмы очагов (1770 землетрясений). Отсутствие решений механизмов для остальных землетрясений связано либо с трудностью определения знака прихода P -волны на некоторых станциях, либо с регистрацией землетрясения недостаточным количеством станций ($N < 7$). Число событий с решениями составляет ~55% от общего числа событий (3237 землетрясений).

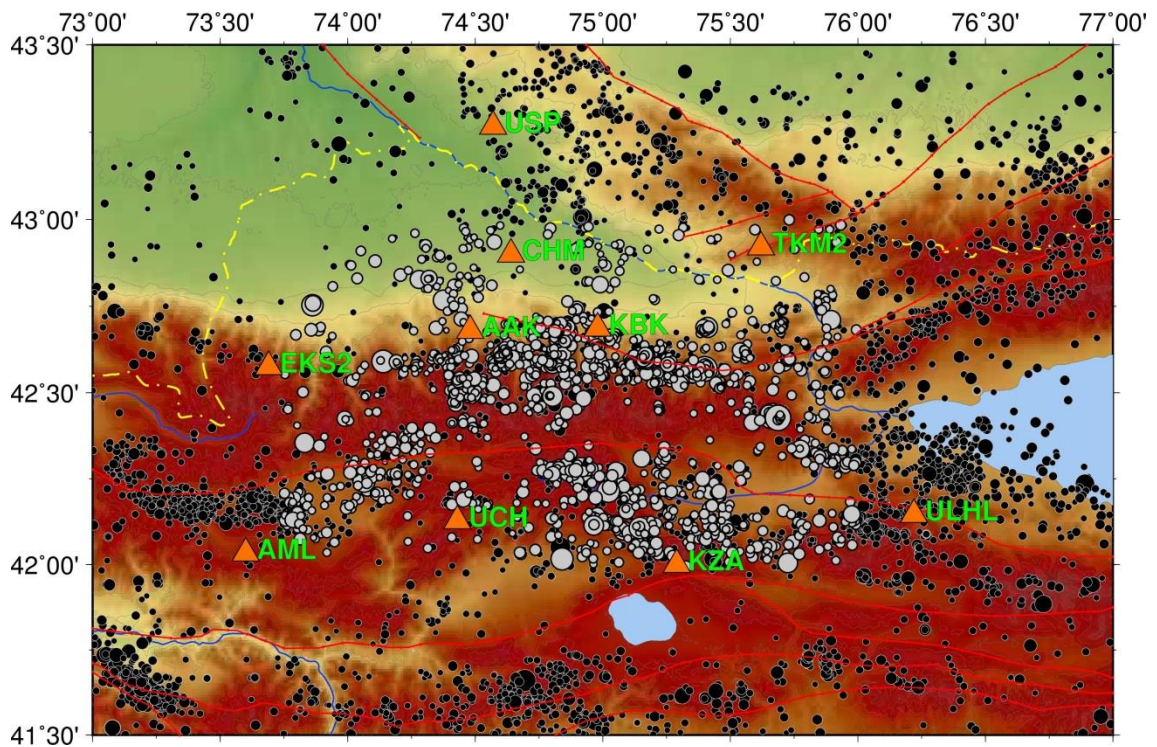


Рис. 4.1.1. Эпицентры землетрясений по данным сети KNET, серым цветом обозначены землетрясения, для которых получены фокальные механизмы (1770 событий)

4.1.3. Результаты исследования фокальных механизмов

Изучение фокальных механизмов очагов Северного Тянь-Шаня проводилось по мере накопления данных, и результаты исследований изложены в работах [Сычева и др.,-2003, 2004б; Сычева, 2004а, 2005; Сычева и др., 2005; Сычева, Сычев, 2015; Сычева, Мансуров, 2016; Сычева, 2017]. Ниже приводятся результаты, полученные на основе анализа уже 1770 механизмов очагов землетрясений (1994–2021 гг.).

Типы механизмов очагов. Тип очага определяется положением главных осей напряжений, которые характеризуются углом простирания (*azimuth*, относительно направления на север) и углом погружения (*plunge*, относительно горизонтальной плоскости). Для того чтобы построить карту фокальных механизмов с визуализацией типа механизма по цвету и определить количественное соотношение событий по типу был использован следующий подход. По определению, к взбросам относятся события, ось сжатия (*P*-ось) которых субгоризонтальна, при этом ось растяжения (*T*-ось) субвертикальна, и наоборот, сбросами являются события, ось растяжения которых субгоризонтальна, а ось сжатия субвертикальна. Для выделения типа механизма использованы значения углов погружения главных осей напряжений (*Ppl* и *Tpl*). Критерии отбора и количественные характеристики землетрясений по типу подвижки для различных выборок событий, включая выборки по глубине, представлены в табл. 4.1.1.

Таблица 4.1.1. Критерии отбора по типу подвижки и количественные характеристики для различных выборок землетрясений

Параметры	Тип подвижки											
	Сброс		Сбросо-сдвиг		Гор. сдвиг		Взбросо-сдвиг		Взброс		Взрез	
Угол погружения оси P	$Ppl > 60^\circ$		$30^\circ \leq Ppl \leq 60^\circ$		$Ppl < 30^\circ$		$Ppl < 30^\circ$		$Ppl < 30^\circ$		$30^\circ \leq Ppl \leq 60^\circ$	
Угол погружения оси T	$Tpl < 30^\circ$		$Tpl < 30^\circ$		$Tpl < 30^\circ$		$30^\circ \leq Tpl \leq 60^\circ$		$Tpl > 60^\circ$		$30^\circ \leq Tpl \leq 60^\circ$	
Количество	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%	N	%
Все события (1770)	146	8.2	181	10.2	648	36.6	345	19.4	361	20.3	89	5.0
События с $OBS \geq 9$ (717)	60	8.3	69	9.6	233	32.5	159	22.1	155	21.6	41	5.7
0-5 км (87)	12	13.7	16	18.3	25	28.7	16	18.3	8	9.1	10	11.4
5-10 км (596)	86	14.4	73	12.2	213	35.7	94	15.7	95	15.9	35	5.8
10-15 км (589)	26	4.4	50	8.4	221	37.5	132	22.4	137	23.2	23	3.9
Более 15 км (498)	22	4.2	42	8.6	189	36.4	103	19.8	121	23.3	21	4.0

На рис. 4.1.2а представлено положение станций сети KNET и фокальные механизмы (1770 событий). Цвет механизма указывает на его тип, обозначение которого представлено в нижней части рисунка. Наблюдается разнообразие механизмов очагов, среди которых встречаются взбросы, взбросо-сдвиги, горизонтальные сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги. Небольшая часть событий отнесена к взрезам (разрыв с близвертикальным смещением крыльев). На рис. 4.1.2б представлены механизмы, рассчитанные по 9-10 знакам (717 землетрясений). Количество таких событий составляет ~ 40% от общего числа. Эти решения можно считать более надежными.

Количественное распределение землетрясений по типу механизма представлено на рис. 4.1.4а. В процентном отношении взбросы и взбросо-сдвиги составляют 39.7%, горизонтальные сдвиги (смещение по простиранию) – 36.6%, взрезы (смещение по падению) – 5%, сбросы и сбросо-сдвиги – 18.4%.

На рис. 4.1.3б представлено распределение процентного соотношения по типу механизма для двух выборок (см. легенду на рис. 4.1.3б). В первую выборку вошли все события, во вторую события, для которых фокальные механизмы были получены по количеству знаков прихода P -волны $OBS \geq 9$. Среднее значение энергетического класса по первой выборке составляет $K = 7.96$, для второй – $K = 8.42$, что означает, что во вторую выборку вошли более сильные землетрясения, и они зарегистрированы большим количеством станций. Для этих землетрясений увеличилось количество взбросов и взбросо-сдвигов и уменьшилось количество горизонтальных сдвигов (см. рис. 4.1.3б).

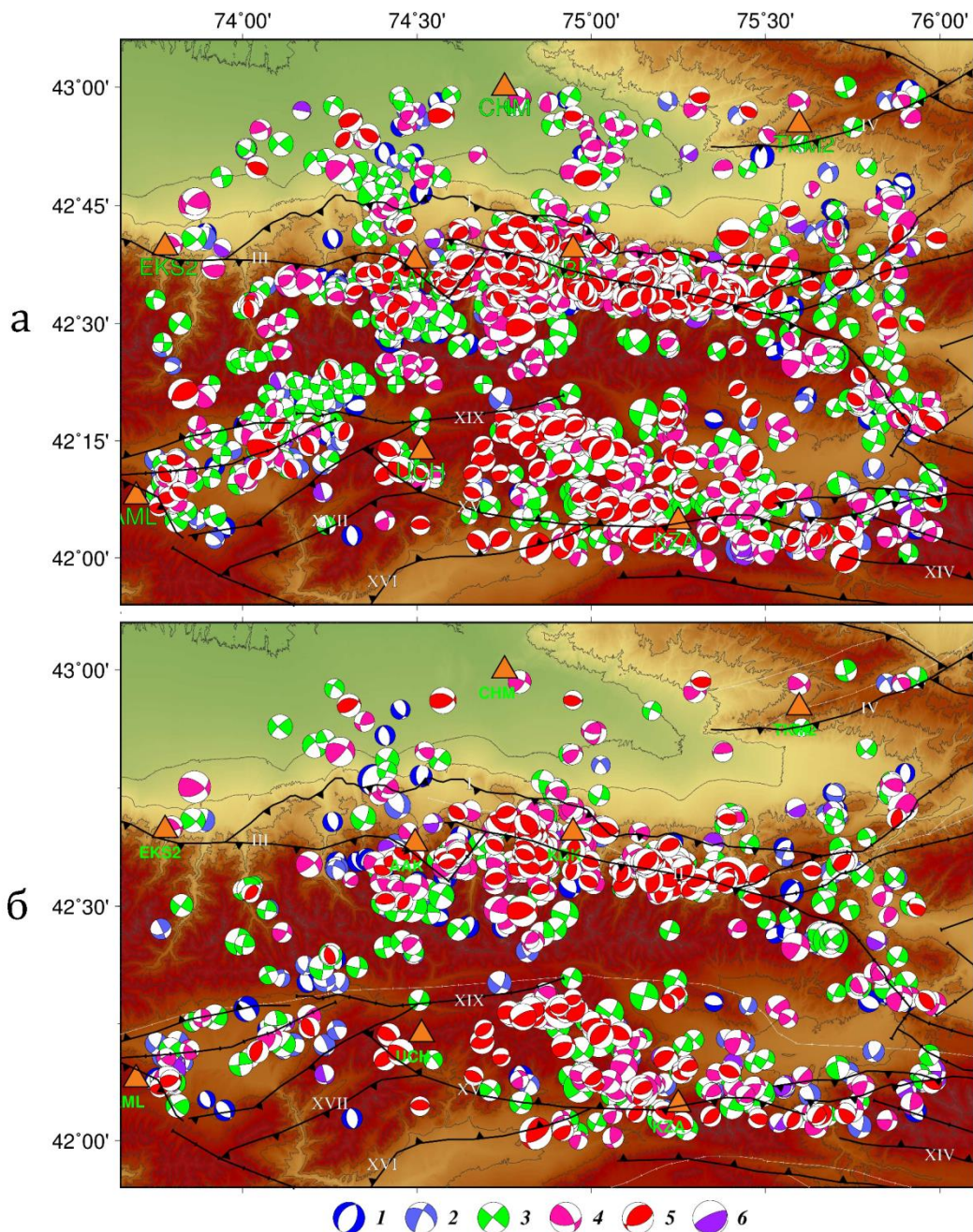


Рис. 4.1.2. Фокальные механизмы очагов землетрясений: *а* – все землетрясения каталога (1770 событий); *б* – землетрясения для которых решение получено по количеству знаков прихода *P*-волны ≥ 9 (717 событий, 40.5%). 1 – сброс; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез. Черные линии – разломы по [Абдрахматов, 2016]

Согласно [Крестников и др., 1987] для всего региона Северного Тянь-Шаня в целом характерно большое разнообразие механизмов очагов землетрясений, однако преобладающими являются три разновидности механизмов. *Взбросовый* механизм: ось сжатия горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения субвертикальна, при равновероятных плоскостях разрывов, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлении. *Сбросо-сдвиговый* механизм: ось растяжения горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось сжатия круто наклонена на юго-восток, при

равновероятных плоскостях разрывов, ориентированных так же, как и в первом случае. *Сдвиговый* механизм: обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном. При этом плоскости равновероятных разрывов ориентированы так же, как и в очагах первых двух. Обобщенный же механизм очагов землетрясений по Северному Тянь-Шаню, указывающий на наиболее общие особенности современного регионального поля напряжений, характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. При этом плоскости равновероятных разрывов также ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлении.

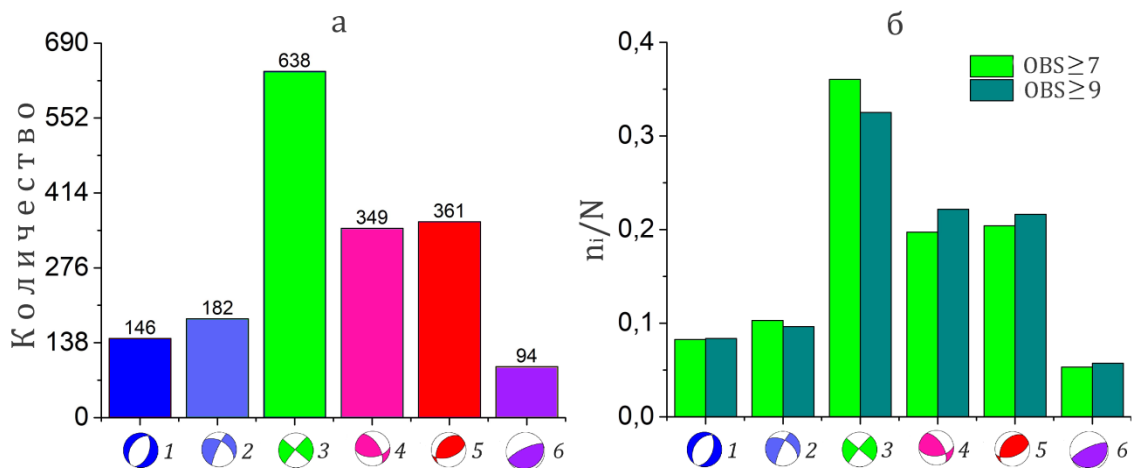


Рис. 4.1.3. Количественное распределение землетрясений по типу механизма очага: *а* – для всех событий (Северный Тянь-Шань); *б* – процентное соотношение по типу механизма для всех событий (светло-зеленый) и для землетрясений с $OBS \geq 9$ (темно-зеленый).

Статистические характеристики каталога фокальных механизмов представлены на рис. 4.1.4. Основную часть каталога составляют слабые события с $M = 1.6-2.5$ ($K = 7-8.5$, см рис. 4.1.4а), произошедшие с 1999 по 2021 гг. (рис. 4.1.4б). С 1994 по 1998 решения получены для 40 землетрясений. Значительная часть землетрясений расположена в сейсмогенерирующем слое 5–15 км (рис. 4.2.4в). ~40% механизмов определены по 9–10 знакам (рис. 4.1.4г).

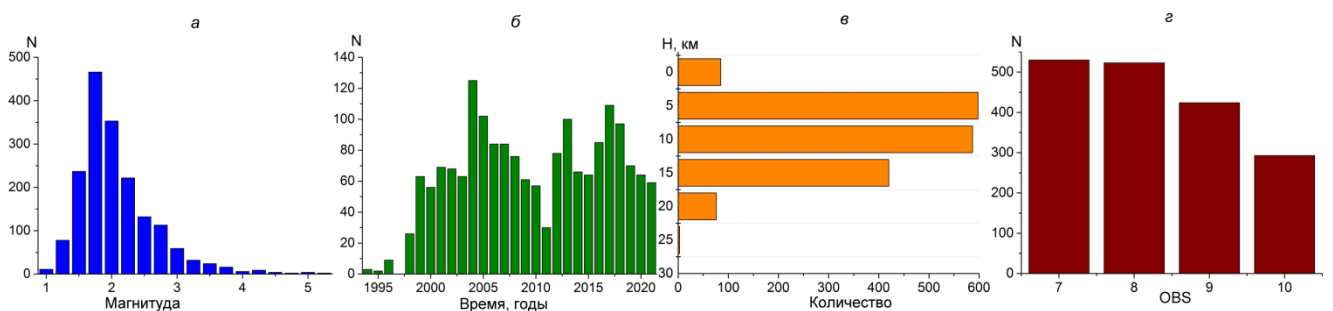


Рис. 4.1.5. Количественное распределение землетрясений в зависимости от: *а* – магнитуды; *б* – времени; *в* – глубины; *г* – числа знаков (N_{OBS} , количество станций наблюдений)

Распределение землетрясений по глубине. На рис. 4.1.5 представлены карты фокальных механизмов землетрясений на глубинах: 0–5, 5–10, 10–15 и более 15 км. Цвет механизма указывает на тип подвижки в очаге, обозначение которого представлено в нижней части рисунка. Численное соотношение количества событий в зависимости от глубины составляет соответственно 87, 596, 589 и 498, или ~5%, ~33.6%, ~33.2 % и ~27.6% от общего числа землетрясений. В сейсмоактивном слое 5–15 км расположено две третьих (~72%) рассматриваемых событий.

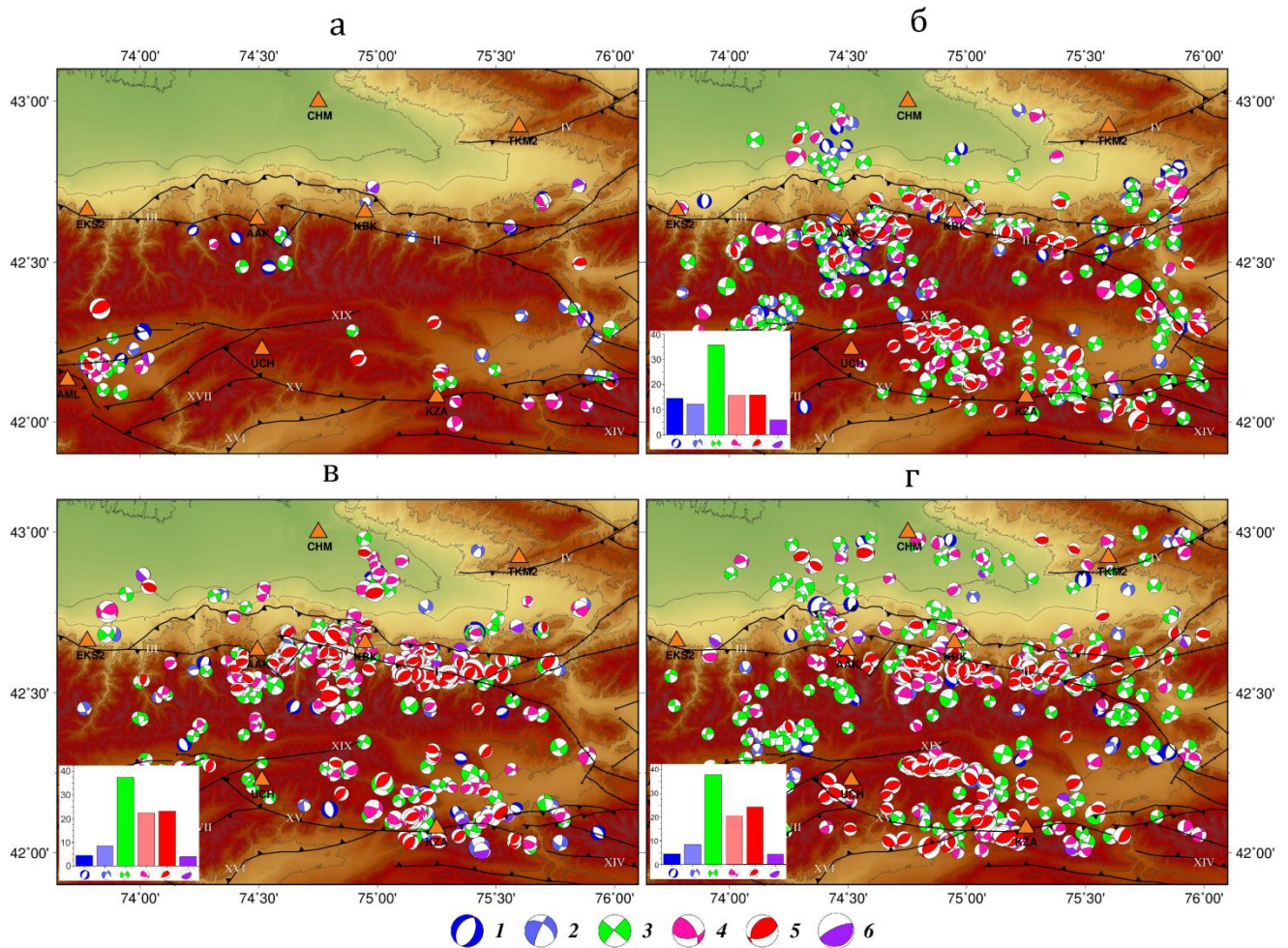


Рис. 4.1.6. Фокальные механизмы очагов на разных глубинах: а – 0-5 км (87 событий); б – 5-10 км (596 событий); в – 10-15 (589 событий); г – более 15 км (498 события). 1-6 (см. рис. 4.1.3).

Вкладки – количественно соотношение землетрясений по типу подвижки.

Приповерхностный слой земной коры (0–5 км) не является сейсмически активным (рис. 4.1.6а), или, как было отмечено выше (см. раздел 2.4), такая конфигурация приповерхностной сейсмичности, скорее всего, частично связана с артефактами вычислительного процесса. Отдельные землетрясения, отмеченные на карте, произошли в Суусамырской впадине, в центральной части Киргизского хребта (74.5° в.д.), в горах Кызарт, вдоль Иссык-Атинского разлома; а также отмечена группа землетрясений по бортам Кочкорской впадины.

Сейсмоактивный слой (5–10 км) характеризуется четким рисунком зон сейсмической активности и компактным расположением землетрясений вдоль выделенных зон. В сейсмический процесс вовлечены Чуйская, Суусамырская и Кочкорская впадины, а также центральная и восточная части предгорий Киргизского хребта, горы Сандык, Карамойнок, Кызарт. На уровне меридиана 74.50° в.д. события расположены не только в предгорьях Киргизского хребта, но и покрывают Киргизский хребет до его южного склона (рис. 4.1.5б).

На глубине 10–15 км значительная часть землетрясений расположена вдоль предгорий Киргизского хребта и имеет взбросовый характер подвижки. Компактно расположенная группа землетрясений находится в восточной части Чуйской впадины. Часть землетрясений находится по бортам Суусамырской, Джумгальской и Кочкорской впадин. На глубине более 15 км к области сейсмичности предыдущего слоя добавилась группа землетрясений к северо-востоку от Суусамырской впадины, на горах Карамойнок и Сандык, а также группа землетрясений, расположенных полосой с юга на север вдоль восточной границы карты; расширилась зона сейсмичности и в Чуйской впадине (рис. 4.1.5з). Области сейсмической активности мигрируют в зависимости от глубины исследования, также меняется соотношение механизмов по типу подвижки в очаге. На вкладках карт, представленных на рис. 4.1.5 показано количественное соотношение фокальных механизмов по типу подвижки. С глубиной наблюдается уменьшение числа сбросовых событий и увеличение числа взбросовых событий при стабильном количестве землетрясений с типом подвижки «горизонтальный сдвиг».

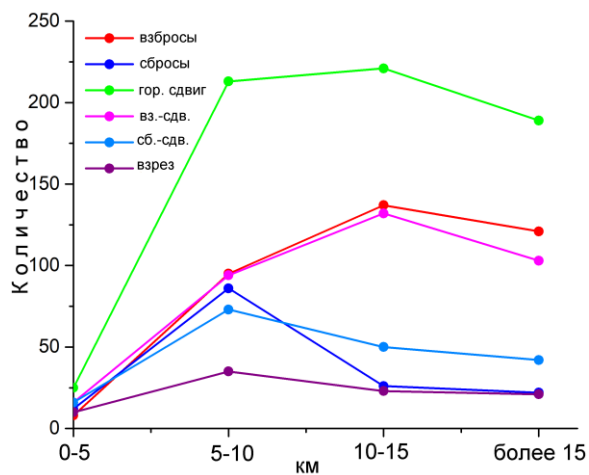


Рис. 4.1.6. Количественное распределение землетрясений в зависимости от глубины для всех типов механизмов из табл. 4.1.1

На рис. 4.1.6 представлено количественное распределение землетрясений в зависимости от глубины для всех типов механизмов (см. табл. 4.1.1). Основная часть сбросов и сбросо-сдвигов расположена на глубине 5–10 км, значительная часть взбросов и взбросо-сдвигов происходит на глубине более 10 км. Горизонтальные сдвиги в равной степени происходят на глубинах 5–10, 10–15 и более 15 км, взрезы малочисленны и большей частью происходят на глубине 5-10 км.

Взбросы и сбросы. Критерий отбора землетрясений взбросового и сбросового типа указан в табл. 4.1.1. Количество событий в каталоге, удовлетворяющих критерию землетрясения взбросового типа соответствует 361, что составляет ~20.3% от общего числа событий (см. табл. 4.1.1). Число событий, удовлетворяющих критерию землетрясения сбросового типа, – 146, что составляет 8.2% от общего числа событий

(см. табл. 4.1.1). Построена совместная карта взбросов и сбросов, которая позволяет оценить территориальное соотношение эпицентрального положения указанных событий на исследуемой территории (рис. 4.1.7).

Расположение событий взбросового типа (рис. 4.1.7, красный цвет) сконцентрировано в трех зонах, расположенных субширотно: в южной части Чуйской впадины до ее соединения с Чу-Илийскими горами, вдоль северного склона центральной и восточной части Киргизского хребта и южнее Киргизского хребта от Суусамырской до Кочкорской впадины через горы Сандык, Карамойнок и Кызарт. События сбросового типа (рис. 4.1.7, синий цвет) большей частью являются единичными, и их концентрация отмечается только в центральной части Киргизского хребта на уровне меридиана 74.5° в.д., несколько событий расположены в районе Суусамырской и Чуйской впадин и группа событий расположена в юго-восточной части Чуйской впадины. Количественно число сбросов в западной (70 событий) и восточной части (76 событий) исследуемой территории сопоставимо.

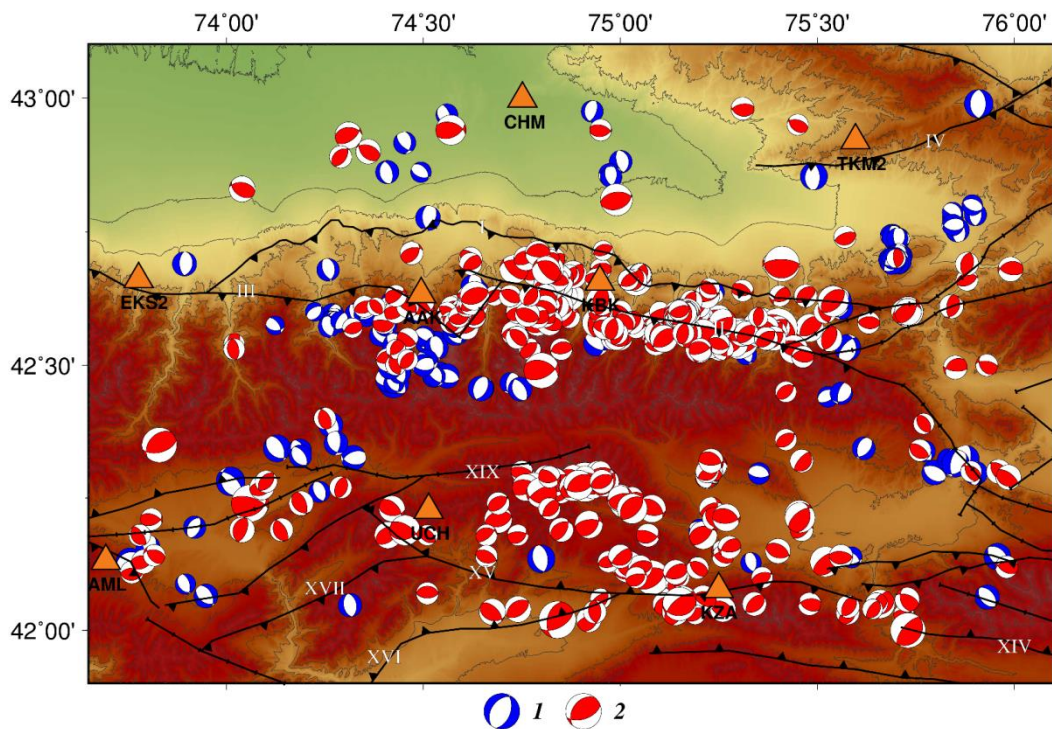


Рис. 4.1.7. Фокальные механизмы: 1 – сброс (146 событий); 2 – взброс (361 событие)

Область концентрации сбросов наблюдается южнее станции ААК и в юго-восточной части Чуйской впадины. В первом случае зоны проявления событий и сбросового, и взбросового типа частично перекрываются, во втором – выделяются в отдельную область.

Исследование параметров осей сжатия и растяжения. Статистические характеристики осей главных напряжений позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. С этой целью были построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия (P -ось) и растяжения (T -ось), а также графики зависимости числа землетрясений от угла

погружения этих осей для двух выборок (рис. 4.1.8): все землетрясения (см. рис. 4.1.3а); события с $OBS \geq 9$ (см. рис. 4.1.3б). При построении значения углов простираия усреднялись с шагом 5 градусов, а значения углов погружения – с шагом 10 градусов.

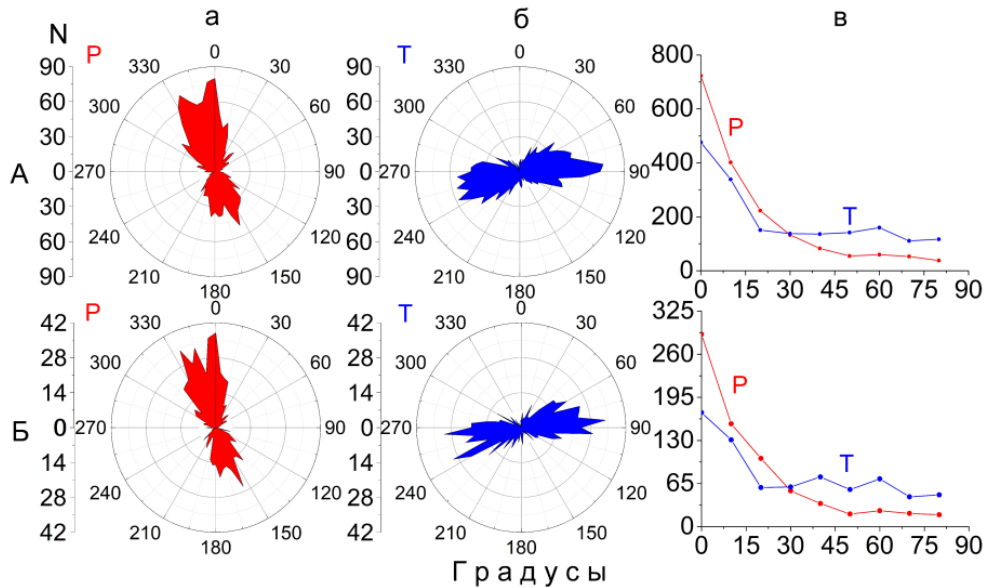


Рис. 4.1.9. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а), растяжения (б) и количественное распределение углов погружения этих осей (в) для двух выборок: А – все землетрясения; Б – события с $OBS \geq 9$

Направление осей сжатия для первой выборки меняется от север-северо-западного до север-северо-восточного (разброс ограничен сектором 330° – 10° , рис. 4.1.8Аа), для осей растяжения от север-восточного до юго-восточного (разброс ограничен сектором 60° – 110° , рис. 4.1.8Аб). Для второй выборки наиболее ярко выражены северное и северо-западное направления оси сжатия и более широкий разброс направлений оси растяжения (рис. 4.1.8Б). Полученные результаты хорошо согласуются между собой и с результатами других работ [Крестников и др., 1987; Юнга, 1990; Курскеев, 2004]. Субгоризонтальное положение (до 30°) имеют 75% осей сжатия и 53% осей растяжения (рис. 4.1.8Ав).

На рис. 4.1.9 представлены диаграммы направления P - и T -осей для механизмов взбросового и сбросового типа. P -оси для взбросовых типов имеют три направления: север-северо-западное, северное и север-северо-восточное; T -оси большей частью ориентированы субширотно. P -оси для механизмов сбросового типа имеют множество направлений, наиболее представительным является север-восточное направление, а для T -осей наиболее представительным является западное направление.

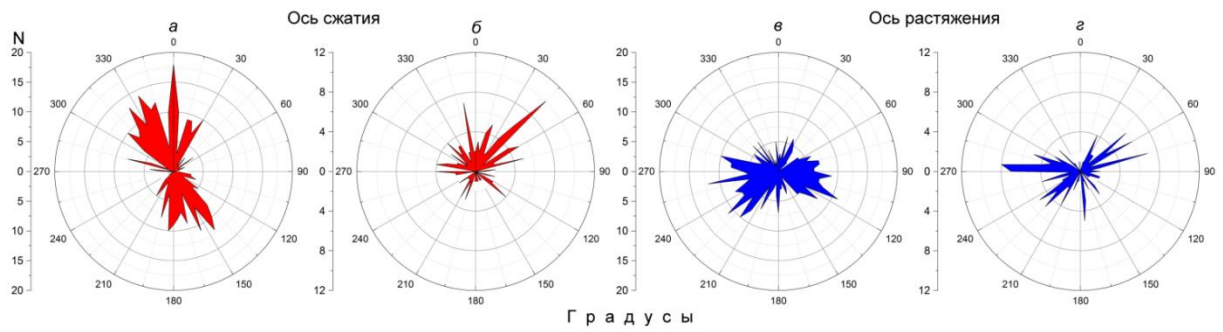


Рис. 4.1.9. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (*P*), растяжения (*T*) осей для землетрясений с механизмом взбросового (а, 361 событий) и сбросового (б, 146 событие) типа

В работе [Юдахин, Беленович, 1989] отмечено, что, обладая различными реологическими свойствами, слои земной коры Тянь-Шаня по-разному реагируют на испытываемое ими тектоническое сжатие. Поэтому было логично исследовать изменение азимутов осей *P* и *T* в зависимости от глубины расположения очагов сейсмических событий. На рис. 4.1.10 представлены диаграммы распределения осей сжатия и растяжения, построенные для различных глубин слоев: 0–5 км, 5–10 км, 10–15 км и более 15 км.

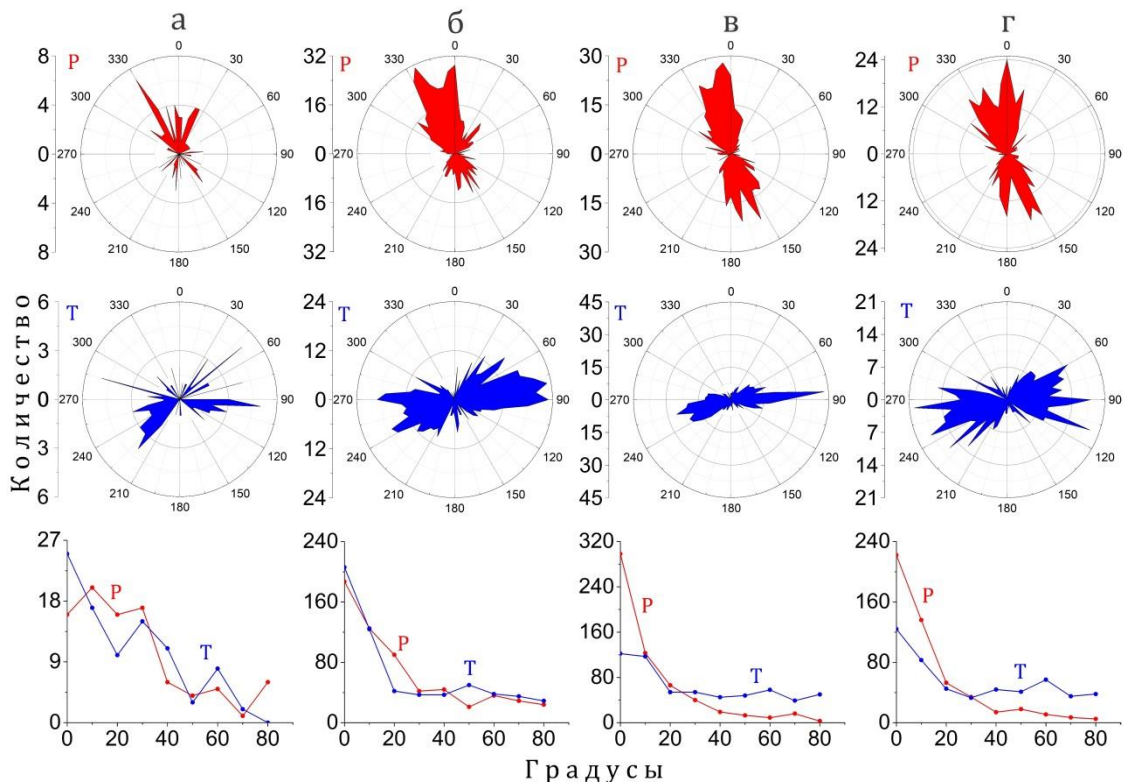


Рис. 4.1.10. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (*P*) (верхний ряд), растяжения (*T*) (средний ряд) и зависимость числа землетрясений от угла погружения осей *P* и *T* (нижний ряд) на различных глубинах: а – 0–5 км (87 событий); б – 5–10 км (596 событий); в – 10–15 км (589 событий); г – более 15 км (498 событий)

Направление оси сжатия на всех рассматриваемых глубинах (рис. 4.1.10) меняется в секторе 330°–10°, однако максимальное пиковое значение числа событий с глубиной смещается от 330° (северо-западное направление) к 360° (северное). Направление осей растяжения для всех

глубин меняется от северо-восточного до юго-восточного. По количественному и процентному соотношению числа событий в зависимости от глубины (см. табл. 4.1.1) прослеживается увеличение числа взбросов и уменьшение числа сбросов с глубиной (см. рис. 4.1.7). По графикам зависимости числа землетрясений от угла погружения осей P и T на разных глубинах отмечается, что с глубиной происходит уменьшение числа землетрясений с осью T , имеющей субгоризонтальное положение.

Фокальные механизмы и геологические индикаторы палеонапряжений. В результате проведенных в пределах Северного Тянь-Шаня полевых тектонофизических исследований [Маринин, Сим, Сычева, 2019] получены подробные сведения по различным типам малых структурных форм, в которых запечатлены тектонические деформации. Геологические индикаторы деформаций, собранные на территории Киргизского хребта в результате полевых работ, проведенных в период с 2009 по 2018 гг., использованы для реконструкции основных параметров локальных стресс-тензоров. Проведенные исследования позволили охарактеризовать напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня на неотектоническом и более древних этапах развития. На рис. 4.1.11 показаны типы напряженного состояния в пределах Киргизского хребта, определенные по собранным геологическим индикаторам палеонапряжений при помощи МКА.

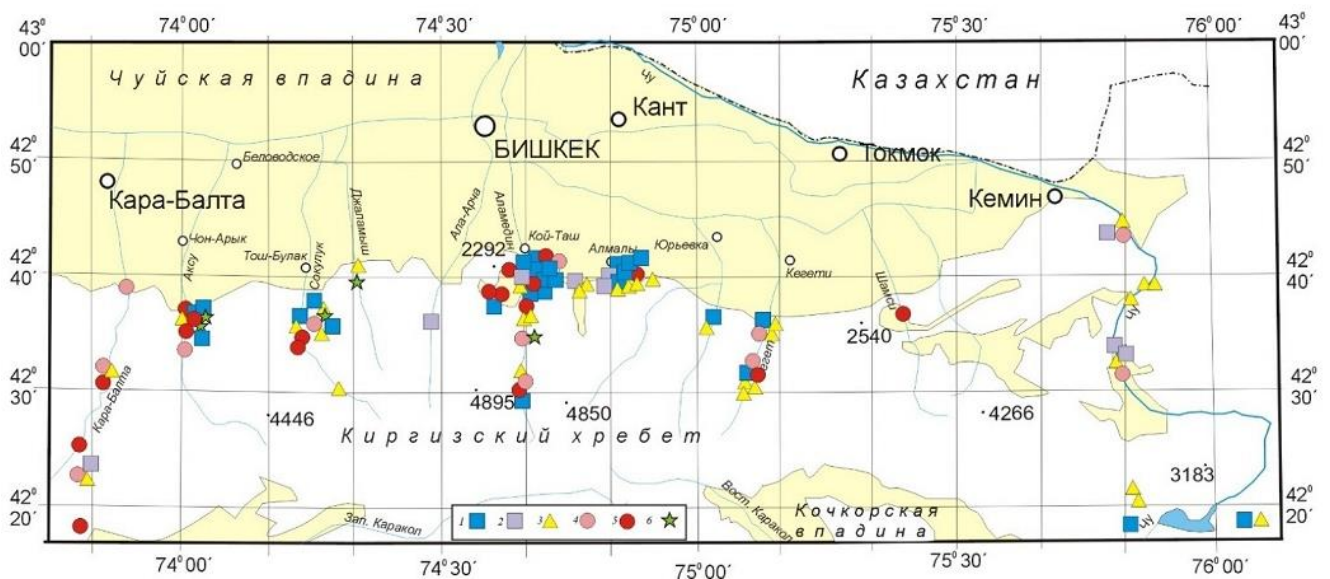


Рис. 4.1.11. Типы напряженного состояния в пределах Киргизского хребта, определенные по собранным геологическим индикаторам палеонапряжений при помощи МКА: 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости. Белым фоном показаны докайнозойские образования, а желтой заливкой кайнозойские отложения. Рисунок из [Маринин, Сим, Сычева, 2019]

Для разных участков земной коры Северного Тянь-Шаня установлены различия по ориентации осей главных напряжений/деформаций и типу напряженного состояния, а также по

структурно-хронологическим соотношениям и преобладающей кинематике разрывных систем. Количественное соотношение по типу напряженного состояния строилось для западной, центральной и восточной частей Киргизского хребта [Маринин, Сим, Сычева, 2019, рис. 8, стр. 72]. Суммарное количественное распределение по типу напряженного состояния представлено на рис. 4.1.12б (использована цветовая схема, как для фокальных механизмов на рис. 4.1.12б, геодинамический «тип горизонтальный сдвиг» отмечен зеленым цветом вместо желтого).

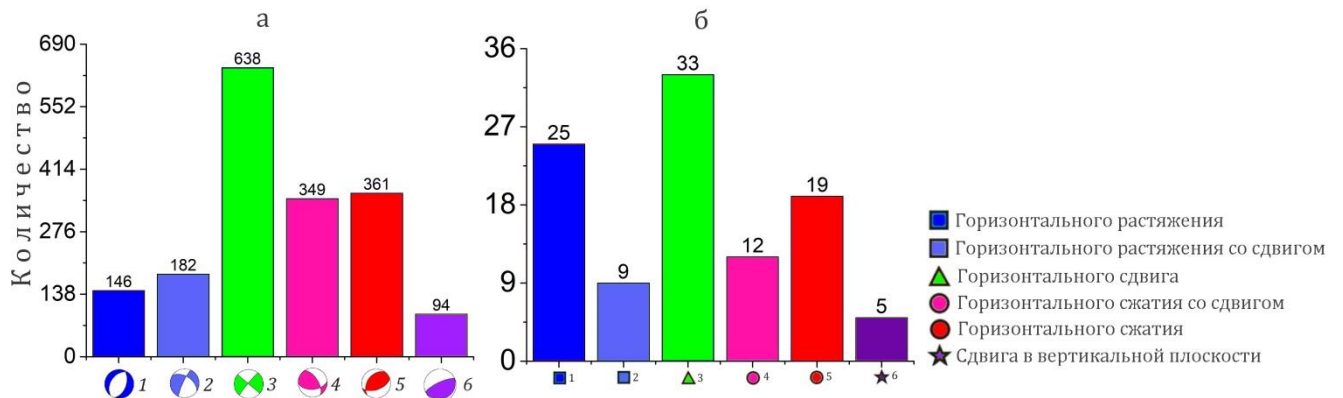


Рис. 4.1.12. а – количественное распределение землетрясений с разным типом подвижек для исследуемого слоя: 0-30км: 1 – сброс; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез; б – типы напряженного состояния в пределах Киргизского хребта

Большинство реконструированных локальных стресс-тензоров оказались близки по своим характеристикам к современному напряженно-деформированному состоянию региона и могут быть отнесены к его новейшему этапу развития. На рис. 4.1.12а показано количественное соотношение фокальных механизмов (1770 событий) по типу подвижки. Это распределение хорошо согласуется с соотношениями типов напряженного состояния, определенных по геологическим индикаторам палеонапряжений.

4.2. Метод волновой инверсии и тензор сейсмического момента

4.2.1. Волновое моделирование

Понимание процесса разрыва в очаге землетрясения является очень важным для сейсмолога, поскольку оно содержит информацию о природе динамических процессов, происходящих в Земле (динамика тектоники плит, взаимодействие двух плит, физическое поле зоны коллизии плит, природа землетрясения и т. д.).

В настоящее время использование данных широкополосных сейсмограмм значительно помогает исследователям в изучении землетрясений и структуры Земли. Разработаны методы, позволяющие произвести расчет синтетической сейсмограммы, которая может быть использована в сравнении с наблюдаемыми в действительности, реальными сейсмограммами. Известны факторы, влияющие на форму сейсмограммы: особенности распространения колебаний, свойства источника и характеристики самого сейсмографа. Каждый из этих

элементов может математически моделироваться, тем самым становится возможным разработать процедуру по оценке характеристик сейсмограммы в условиях реальной модели Земли. Такие математические конструкции известны как синтетические сейсмограммы. Сравнение синтетических и наблюдаемых сейсмограмм называется *волновым моделированием*, которое стало одним из самых мощных средств, доступных сейсмологам для усовершенствования моделей структуры Земли и понимания процессов, происходящих в сейсмическом источнике. В общем случае волновое моделирование – это итеративный процесс, в котором различия между наблюдаемой и синтезированной сейсмограммами минимизируются путем регулировки представления структуры Земли или характеристик источника. Математическая теория, лежащая в основе конструирования синтетических сейсмограмм, называется теорией линейных фильтров.

Сейсмограмма рассматривается как результат работы последовательности линейных фильтров. Каждый фильтр отвечает за некоторый аспект сейсмического источника или распространение волн. Возможно описать элементы системы линейных фильтров как соответствующий отклик фильтра на дельта-функцию. В физическом смысле это соответствует единичному мгновенному импульсу энергии в источнике, результирующая сейсмограмма которого и определяет фильтр распространения колебаний. Если импульсный отклик некоторого фильтра равен $f(t)$, то соответствующее преобразование Фурье даст $F(\omega)$. Если $f(t)$ известно, то отклик $y(t)$ произвольного входа $x(t)$ может быть вычислен с помощью оператора свертки. Если $X(\omega)$ – преобразование Фурье для $x(t)$, то тогда выходной сигнал в преобразовании Фурье $Y(\omega)$ будет равен $Y(\omega) = F(\omega) \cdot X(\omega)$. Если сигнал проходит через последовательность фильтров $f_1, f_2, \dots, f_n(t)$, то преобразование Фурье выходного сигнала будет иметь вид:

$$Y(\omega) = F_1(\omega) \cdot F_2(\omega) \cdot \dots \cdot F_n(\omega) \cdot X(\omega). \quad (4.8)$$

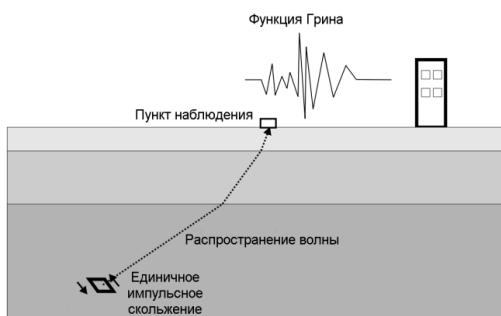


Рис. 4.2.1. Схема распространения волн от импульсного источника к пункту наблюдения (по [Yagi, 2004])

Функцию отклика или эффект процесса распространения единичного импульсного возбуждения часто называют функцией Грина (рис. 4.2.1).

Анализ механизма очага удобно проводить на основе концепции тензора сейсмического момента [Костров, 1975; Кейлис-Борок и др., 1979; Аки, Ричардс, 1983]. Смещение по площадке может быть описано двойной парой сил [Райс, 1982; Snoke, 2000]. Описание тензора сейсмического момента (ТСМ) представлено в монографии [Сычева и др., 2020].

4.2.2. Функция Грина телесейсмических объемных волн

Принцип, лежащий в основе волнового моделирования, – это разделение свойств источника и эффектов, накладываемых распространением колебаний. В сейсмическом волновом моделировании имеется три базовых фильтра [Lay, Wallace, 1995].

$$u(t) = s(t) \cdot g(t) \cdot i(t), \quad (4.9)$$

где $u(t)$ – сейсмограмма, $s(t)$ – сигнал сейсмического источника, $g(t)$ – фильтр распространения колебаний и $i(t)$ – эффект, накладываемый сейсмографом. В действительности $s(t)$ и $g(t)$ могут быть представлены в виде нескольких фильтров для описания отдельных эффектов. Выражение (4.9) можно представить через тензор момента:

$$u_n(x, t) = s(t) \cdot i(t) \cdot \sum_{i=1}^5 (m_i \cdot Green_{ni}(t)) \quad (4.10)$$

$$m_1 = M_{11}, m_2 = M_{22}, m_3 = M_{12}, m_4 = M_{13}, m_5 = M_{23},$$

где u_n – трехкомпонентное смещение. Сумма представляет собой произведение тензора сейсмического момента (здесь записанного как m_i , остается пять элементов, полагая $m_{33} = -(m_{11} + m_{22})$) и $Green_{ni}(t)$ соответствующих функций Грина. Компоненты тензора момента в данном случае могут быть легко определены. Функции Грина – это отклики на единичный импульс смещения сейсмического источника по соответствующим компонентам для каждого элемента тензора момента.

Таким образом, создание синтетической сейсмограммы осуществляется путем суммирования пяти базовых решений с различными весами. В данном случае можно пренебречь особенностями источника $s(t)$, используя только волны с большим периодом; при этом необходима предварительная корректировка сейсмограмм согласно эффектам, которые накладываются самим сейсмографом $i(t)$. Тогда выражение (4.10) принимает вид:

$$o_n(x, t) = \sum_{i=1}^5 m_i \cdot Green_{ni}(t), \quad (4.11)$$

где $o_n(x, t)$ – реальная сейсмограмма, которая прошла через фильтр, убирающий эффект, накладываемый характеристиками сейсмографа. Выражение (4.13) можно записать в простой матричной форме:

$$\mathbf{O} = \mathbf{Gm}, \quad (4.12)$$

где

$$\mathbf{O} = \begin{bmatrix} o_{ud1} \\ o_{ud2} \\ \vdots \\ o_{ns1} \\ \vdots \end{bmatrix}, \quad \mathbf{G} = \begin{bmatrix} Green_{ud1}^{m_1} & Green_{ud1}^{m_2} & \cdots & Green_{ud1}^{m_5} \\ Green_{ud2}^{m_1} & Green_{ud2}^{m_2} & \cdots & Green_{ud2}^{m_5} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Green_{ns1}^{m_1} & \vdots & \cdots & Green_{ns1}^{m_5} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \end{bmatrix}, \quad \mathbf{m} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ m_4 \\ m_5 \end{bmatrix}.$$

При этом O_{ud1} – сейсмограмма для вертикальной компоненты (*up-down*) первого измерения; $Green_{ud1}^{m_1}$ – функция Грина вертикальной компоненты первого измерения для компоненты тензора сейсмического момента m_1 . Подбирается такое решение, при котором разница между наблюдаемой сейсмограммой и синтетической минимальна. В данном случае предполагается использование отраженных фаз pP и sP (рис. 4.2.3). Тогда функция Грина может быть представлена как:

$$Green(t) = G_R(t) \cdot [Ap \times \delta(t) + Ap' \times R_{pp} \times \delta(t - \Delta t_1) + As'' \times R_{sp} \times \delta(t - \Delta t_2)] \quad (4.13)$$

где $G_R(t)$ – коэффициент геометрического расхождения, Ap и As – модель очага, R_{pp} и R_{sp} – коэффициенты отражения, $\delta(t)$ – дельта функция [Yagi, 2004]. Соответственно $\Delta t_1 \approx \frac{D \times 2}{V_P}$ и

$\Delta t_2 \approx \frac{D}{V_P} + \frac{D}{V_S}$. Временные задержки Δt_1 и Δt_2 зависят от глубины гипоцентра D . Таким образом,

зная скорости P - и S -волн легко определить глубину события, используя фазы pP и sP . Выражение в скобках (4.13) представляет собой три компоненты вносящих различный вклад, который зависит от механизма очага [Lay, Wallace, 1995].

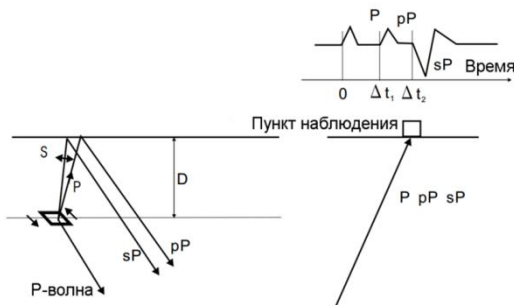


Рис. 4.2.3. Схема распространения некоторых P -волн в пространстве и их отражения на сейсмограмме (по [Yagi, 2004])

4.2.3. Расчет тензора сейсмического момента в условиях сети KNET

Метод волновой инверсии уже был применен в НС РАН для определения тензоров сейсмического момента событий, которые произошли на территории расположения станций сети KNET за 1996–2006 гг., и результаты опубликованы в работах [Костюк, 2008а; Костюк и др., 2010]. Дальнейшее накопление сейсмических записей землетрясений позволило применить этот метод к событиям 2007–2021 гг. Частично волновые формы этих событий были получены с сайта IRIS (2007–2010 гг.).

Для расчета отбирались землетрясения, лежащие внутри и за пределами сети в пределах $1-2^\circ$ и имеющие энергетический класс K не ниже, 10.5 ($M > 3.5$). Расчет тензоров сейсмического момента землетрясений осуществлялся программой, разработанной Ю. Яги [Yagi, 2004], которая использует метод инверсии волновой формы, представленный выше. В данной программе функция Грина рассчитывается по методу Кокецу [Kohketsu, 1985], модифицированному Кикучи [Kikuchi, Kanamori, 1991], при этом процедура инверсии строится согласно [Fukahata, Yagi, 2003].

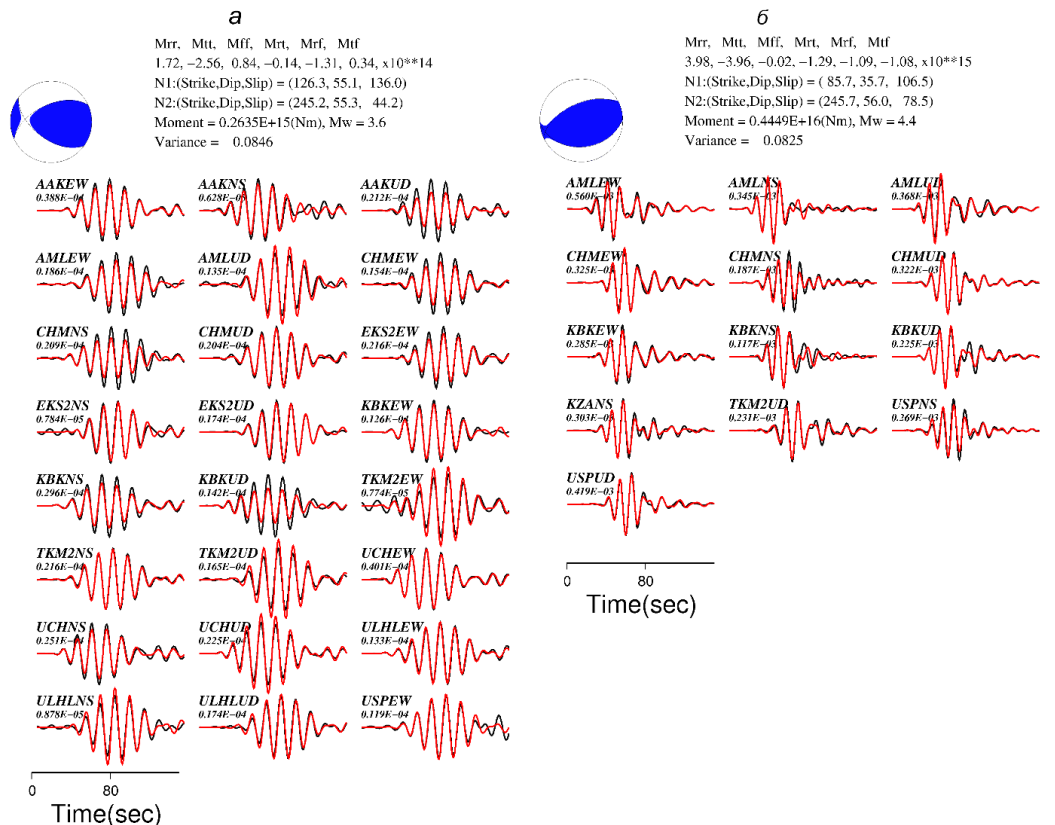


Рис. 4.2.4. Примеры графического выходного файла расчета тензора сейсмического момента для разных землетрясений: *а* – 29.07.2017, $K = 11.7$; *б* – 21.11.1998, $K = 12.5$

При расчете функции Грина для территории Северного Тянь-Шаня использовалась скоростная модель ИГД РАН [Земная ..., 2006], плотности пород указывались согласно [Курскеев и др., 2004], значения Q определялись на основе геологической карты [Геологическая ..., 1980] и таблицам по свойствам пород [Lay, Wallace, 1995].

Итоговая модель структуры земной коры Северного Тянь-Шаня приведена в табл. 4.2.1.

Таблица 4.2.1. Модель структуры земной коры Северного Тянь-Шаня

H , км	V_p , км/с	V_s , км/с	ρ , г/см ³	Q_p	Q_s
5	5.45	3.15	2.77	250	150
10	6.04	3.48	2.78	250	150
20	6.25	3.62	2.84	400	200
35	6.37	3.69	2.85	400	200

H , км	V_p , км/с	V_s , км/с	ρ , г/см ³	Q_p	Q_s
50	7.19	4.07	2.85	400	200
75	8.08	4.49	3.25	600	280

Метод волновой инверсии позволяет вычислять значение компонент тензора сейсмического момента, скалярного сейсмического момента, моментной магнитуды и параметры нодальных плоскостей. Пример графического представления тензора сейсмического момента, исходной и синтетической волновых форм, и значений перечисленных выше параметров для двух землетрясений представлен на рис. 4.2.3.

4.2.4. Результаты исследования

Тензор сейсмического момента. В результате применения метода инверсии к цифровым записям по данным сети KNET получены тензоры сейсмического момента для 334 землетрясений (рис. 4.2.5). Для 107 землетрясений, которые произошли с 1996 по 2006 годы, решения получены А.Д. Костюком [Костюк, 2008а; Костюк и др., 2010], а для 227 событий, произошедших с 2007 по 2021 годы – Н.А. Сычевой [Сычева, Мансуров, 2016, Sycheva, 2020]. На рис. 4.2.5 красным цветом отмечены решения, полученные при $OBS \geq 10$, которые можно считать наиболее надежными.

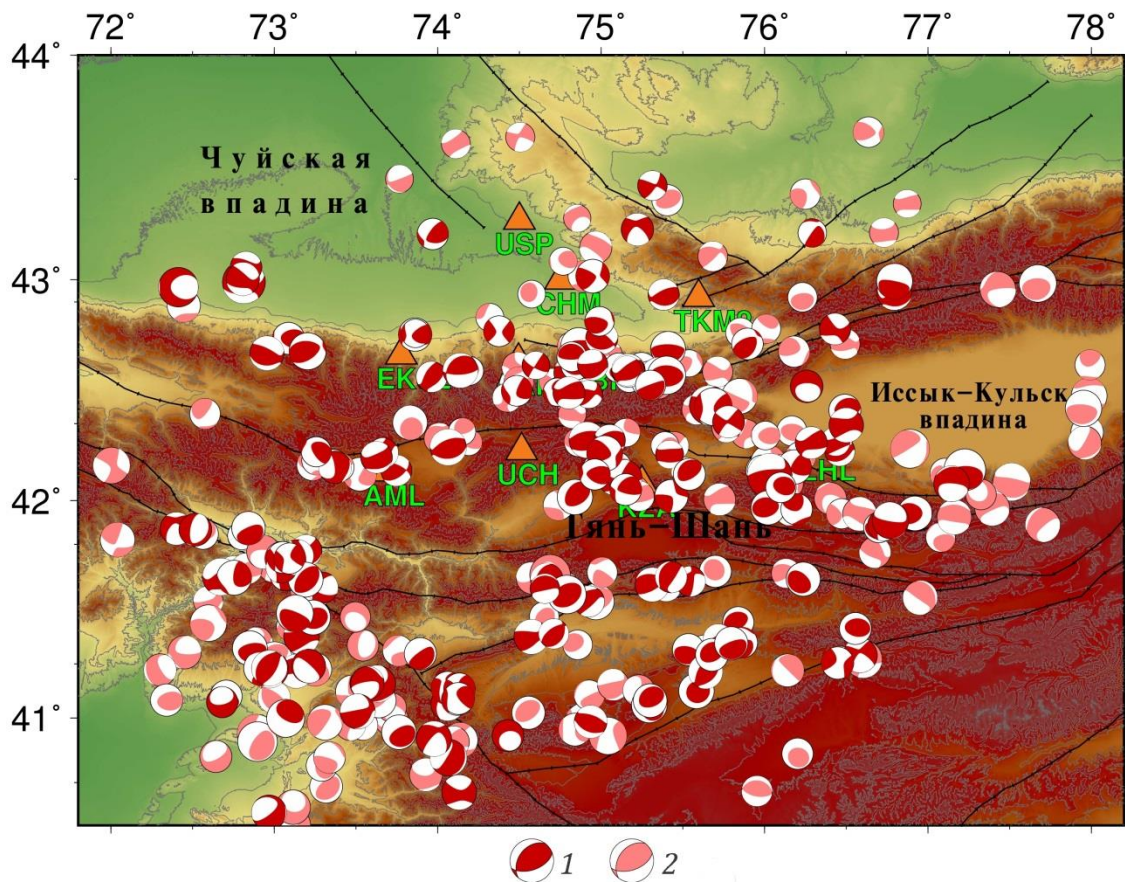


Рис. 4.2.5. Тензор сейсмического момента (334 землетрясений): 1 – тензора, полученные при $OBS \geq 10$ (152 землетрясения); 2 – при $5 \leq OBS < 10$

Сравнение тензоров сейсмического момента, полученных методом волновой инверсии по [Yagi, 2004], с решениями каталога CMT [<http://www.globalcmt.org>] приведено в работе [Костюк, 2008а], где отмечено, что наблюдается хорошее согласование.

Каталог тензоров сейсмического момента. Некоторые характеристики итогового каталога тензоров сейсмического момента представлены в табл. 4.2.2.

Таблица 4.2.2. Граничные характеристики некоторых параметров каталога тензоров сейсмического момента

	Дата	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$H, \text{ км}$	K	M_W	M_0	V	N_{OBS}
Мин.	14.01.1996	40.50	72.00	0	8.46	2.81	$2.03 \cdot 10^{13}$	0.03	3
Макс.	17.11.2021	43.66	77.99	43	14.83	5.70	$4.37 \cdot 10^{17}$	0.43	25

Примечание. φ – широта; λ – долгота; H – глубина; K – класс; M_W – моментная магнитуда; M_0 – скалярный сейсмический момент; V – variance; N_{OBS} – количество фаз.

Величина ошибки моделирования. Распределение величины ошибки волнового моделирования в зависимости от нумерации события в каталоге и в отсортированном виде представлено на рис. 4.2.6а и 4.2.6б. Минимальная ошибка составляет 0.03, максимальная – 0.4. Для 136 событий ошибка моделирования не превышает значения 0.1, для 163 событий – 0.2 и только для 35 событий находится в диапазоне 0.2-0.4.

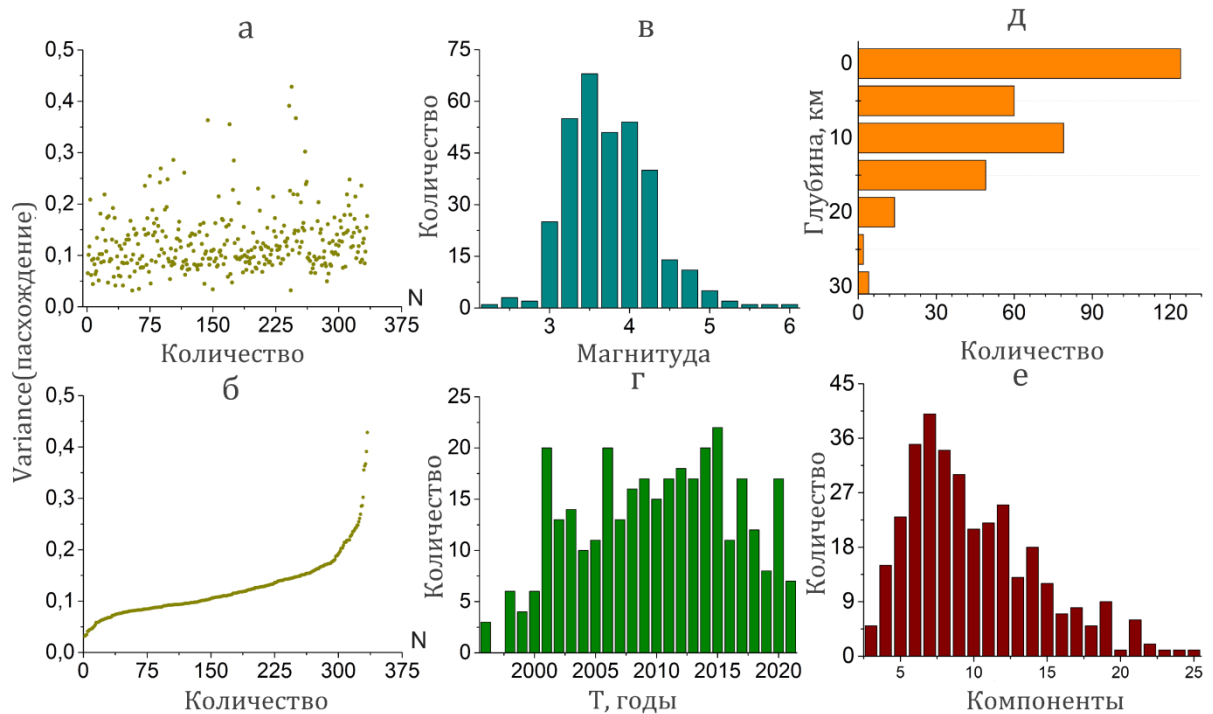


Рис. 4.2.6. Распределение величин ошибок волнового моделирования для событий каталога тензоров сейсмического момента (а) и отсортированный вид этого распределения (б). Распределение некоторых статистических характеристик каталога тензоров сейсмического момента: в – магнитуда; г – время; д – глубина; е – количество компонент

Статистические характеристики каталога также представлены на рис. 4.2.6. Согласно полученным результатам, в каталоге преобладают события с магнитудой $M = 3.5-4$ (рис. 4.2.6в), значительная их часть произошла на глубине до 20 км (рис. 4.2.6д). Распределение событий по времени неравномерно (рис. 4.2.6з). Максимальное количество компонент (сейсмограмм), по которым может быть получено решение, составляет 30 (10 станций по 3 компоненты – E, N, Z). Согласно рис. 4.2.6е, основная часть решений получена при количестве анализируемых компонент записи землетрясений $5 \leq OBS \leq 15$.

Тип механизма. Критерии отбора (см. раздел 4.1) и количество событий по типу механизма представлены в табл. 4.2.3.

Таблица 4.2.3. Критерии отбора по типу механизма и количественные характеристики

Параметры	Тип подвижки					
	Сброс	Сбросо-сдвиг	Сдвиг Гор.	Взбросо-сдвиг	Взброс	Взрез
Угол погружения оси P	$Ppl < 30^\circ$	$30 \leq Ppl \leq 60$	$Ppl < 30^\circ$	$Ppl < 30^\circ$	$Ppl < 30^\circ$	$30 \leq Ppl \leq 60$
Угол погружения оси T	$Tpl > 60^\circ$	$Tpl < 30^\circ$	$Tpl < 30^\circ$	$30 \leq Tpl \leq 60$	$Tpl > 60^\circ$	$30 \leq Tpl \leq 60$
Количество	8	31	46	81	107	61
%	2.3	9.2	13.8	24.2	32	18.2

На рис. 4.2.7. представлены фокальные механизмы 334 землетрясений, расположенных на территории Центрального Тянь-Шаня. Цвет механизма зависит от типа подвижки согласно легенде, представленной на карте слева. Можно наблюдать такое же разнообразие механизмов очагов, как было отмечено в разделе 4.1 для территории Северного Тянь-Шаня: взбросы, взбросо-сдвиги, сбросы, сбросо-сдвиги, горизонтальные сдвиги и взрезы.

На рис. 4.2.8 представлено количественное соотношение землетрясений по типу подвижки для Центрального и Северного Тянь-Шаня. Для первого региона более половины событий (56.2%) составляют взбросы и взбросо-сдвиги, 18.2% – взрезы, 13.8% – горизонтальные сдвиги, сбросы (2.3%) и сбросо-сдвиги (9.2%) малочисленны и в сумме составляют 11.5%. На рис. 4.2.8в для двух регионов представлено процентное соотношение по типу подвижки, где значительная разница наблюдается для горизонтальных сдвигов и сбросов. Их количество значительно уменьшается для землетрясений Центрального Тянь-Шаня., который представлен событиями с $M \geq 3.5$ (рис. 4.2.8а). Каталог фокальных механизмов по Северному Тянь-Шаню включает слабые землетрясения с $M = 1.6-2.5$ (рис. 4.2.9б). Рассматриваемые события имеют разный масштабный уровень, что отражается и на количественном распределении землетрясений по типу подвижки.

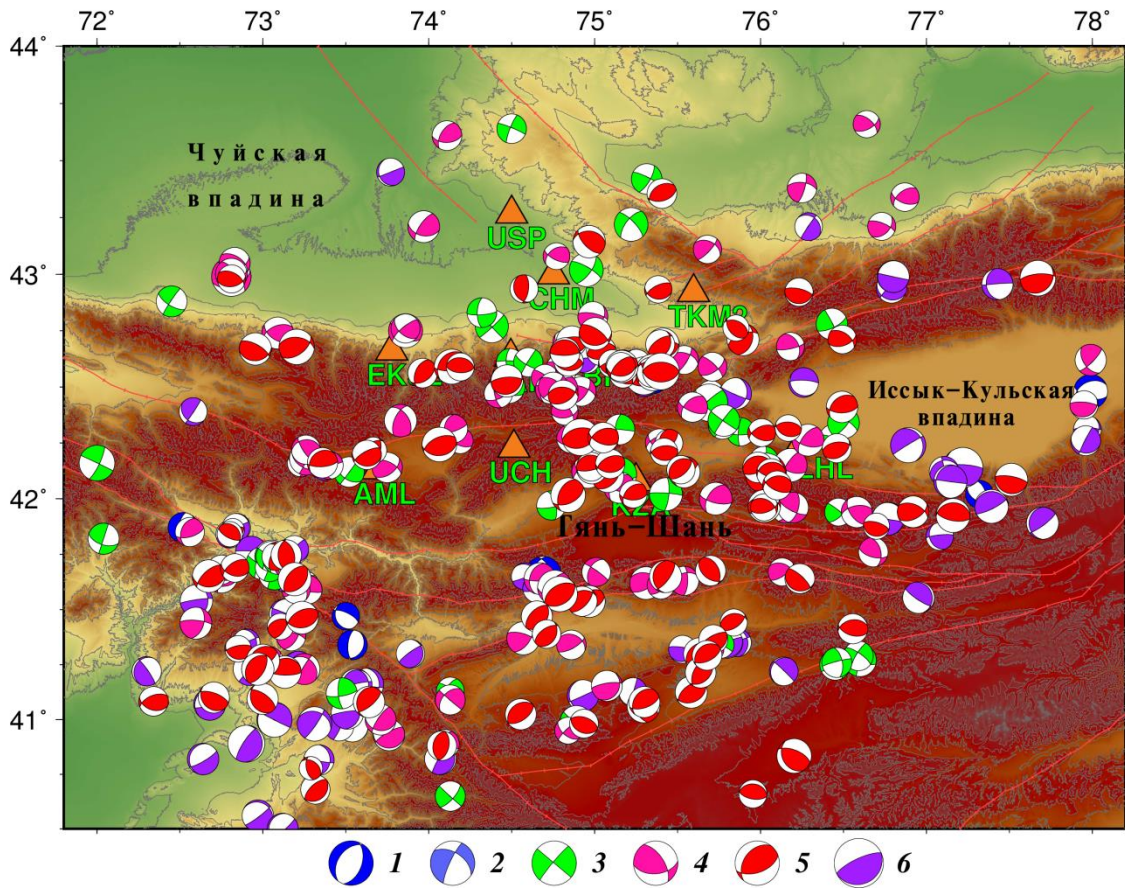


Рис. 4.2.7. Фокальные механизмы очагов 334 землетрясений, произошедших на территории Центрального Тянь-Шаня с $K > 10.5$ за 1996–2021 гг. 1 – сброс; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез.

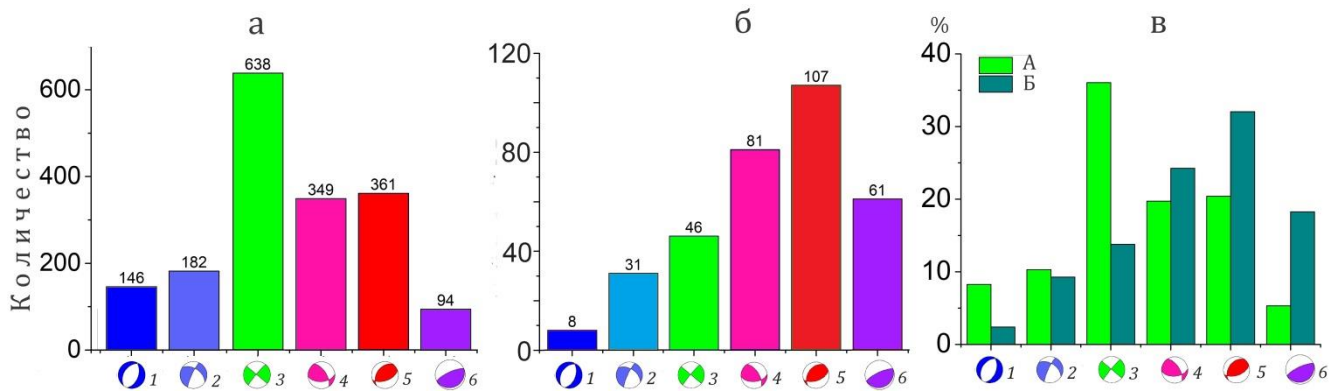


Рис. 4.2.8. Количественное распределение землетрясений по типу механизма: *а* – по знаку прихода P -волны (Северный Тянь-Шань, раздел 4.1, землетрясения с $K \geq 6$); *б* – по методу волновой инверсии (Центральный Тянь-Шань, землетрясения с $K \geq 10.5$); *в* – процентное соотношение по типу подвижки для Северного (А) и Центрального (Б) Тянь-Шаня. 1 – сброс; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез

Оси главных напряжений. На рис. 4.2.9А представлены диаграммы распределения направлений (азимутов) осей сжатия (P) и растяжения (T) и зависимость числа землетрясений от угла погружения главных осей напряжений (334 события). Для построения зависимостей значения азимуты усреднялись с шагом 5° , а углов погружения с шагом 10° . Для сравнения на

рис. 4.2.9Б приведены эти же характеристики для Северного Тянь-Шаня (1770 событий, раздел 4.1).

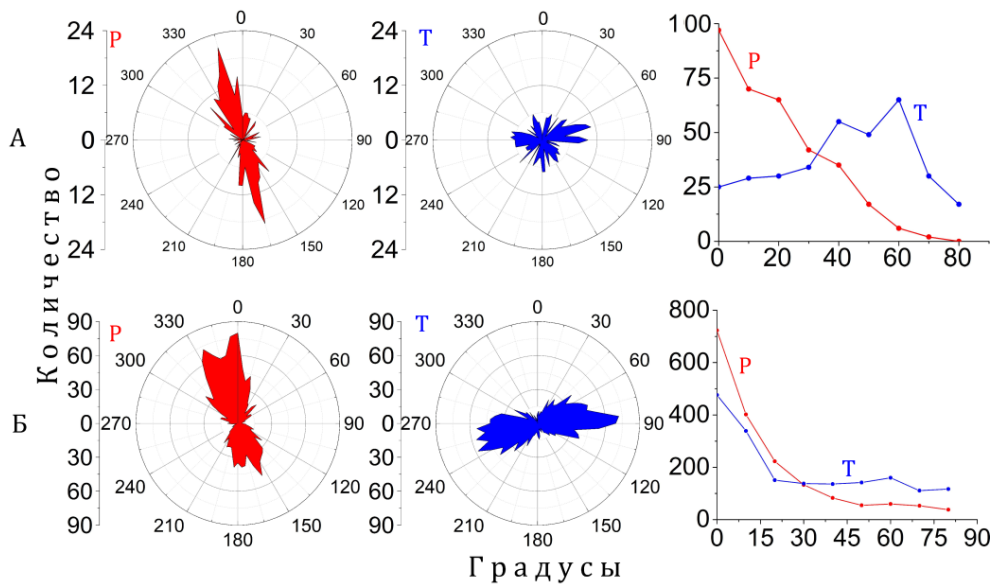


Рис. 4.2.9. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (*P*-красный), растяжения (*T*-синий) и количественное распределение углов наклона осей для механизмов очагов определенных по знакам прихода *P*-волн (*A*, 334 событий) и по методу инверсии (*B*, 1770 событий)

Для Центрального Тянь-Шаня основная часть осей попадает в сектор 330° – 345° (для Северного Тянь-Шаня – 330° – 10°), максимальное пиковое значение числа осей сжатия имеют направление 340° (для Северного Тянь-Шаня – 360°), что соответствует север-северо-западному направлению. Такое направление осей сжатия отмечается и другими исследователями для Тянь-Шаньского региона [Крестников и др., 1987; Юнга, 1990; Курскеев, 2004]. Азимуты осей растяжения не имеют ярко выраженного максимума. Субгоризонтальное положение (до 30°) оси сжатия имеют $\sim 70\%$ землетрясений (233 события), субвертикальное положение (более 60°) оси растяжения – 31% землетрясений.

В [Сим и др., 2014] на основе анализа геологических индикаторов палеонапряжений Северного Тянь-Шаня было установлено, что деформирование положительных структур в новейший этап происходит во взбросовом поле с горизонтальной меридиональной ориентацией оси сжатия и субвертикальной осью растяжения, а во впадинах – в сбросовом поле с вертикальной осью сжатия и субгоризонтальной осью растяжения, ориентированной на север-северо-восток.

Сравнение решений, полученных по знаку прихода P-волны и методом инверсии. Надежную оценку фокального механизма удастся получить при наличии широкого окружения очага землетрясения сейсмическими станциями в регионе с хорошо изученным скоростным разрезом и четкими импульсными вступлениями. Более реальной является ситуация, когда плотность станций сравнительно низка, скоростная структура известна только приблизительно,

а определение полярности первых вступлений не по всем станциям однозначно. В такой ситуации почти всегда можно получить несколько вариантов решений по фокальным механизмам, не противоречащих полученным наблюдениям.

В работе [Сычева, Богомолов, 2014] проведено сравнение решений фокальных механизмов, полученных по методу полярности сейсмических волн и методу волновой инверсии для 11 землетрясений умеренной силы. Некоторые из решений удалось сравнить с решениями из каталога СМТ (рис. 4.2.10).

На рис. 4.2.10а представлены решения фокальных механизмов очагов для землетрясений, определенных по знаку прихода P -волны на станцию. На рис. 4.2.10б показаны решения, полученные методом волновой инверсии [Yagi, 2004]. Решения из каталога СМТ (*centroid moment tensor*) [Search form ...] даны на рис. 4.2.10в. В целом решения из трех источников хорошо согласуются между собой. Наблюдаемые небольшие различия для некоторых решений, полученных по знаку P -волны (рис. 4.2.10а), можно объяснить недостаточностью количества знаков (7–10 станций).

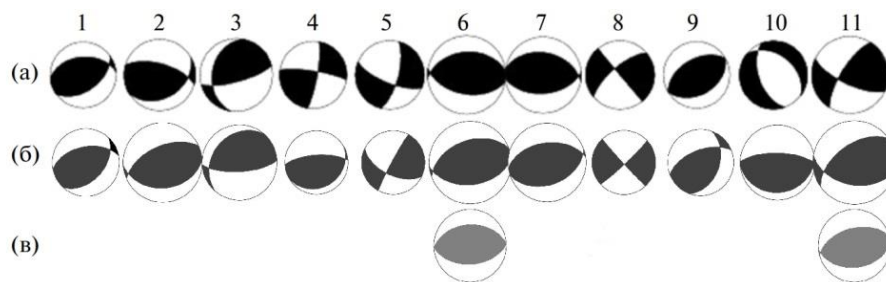


Рис. 4.2.10. Решения фокальных механизмов, полученных по полярности волн (а), методом волновой инверсии (б) и из каталога СМТ (в)

По методу волновой инверсии и по знаку прихода P -волн за весь период исследования определены механизмы для 76 землетрясений. На рис. 4.2.11 представлено эпицентральное положение этих землетрясений и их фокальные механизмы, определенные двумя методами (см. подпись к рис. 4.2.11). Визуальное сравнение этих решений показывает, что в основной массе они совпадают. Встречаются отдельные события, для которых решения по фокальным механизмам, полученные разными методами, отличаются. Статистический анализ сравнения полученных решений выявляет некоторые различия в направлении осей сжатия P для некоторых землетрясений. В целом для всех событий определяется северо-северо-западное направление и субгоризонтальное положение осей сжатия P (рис. 4.2.12), графики количественного распределения углов наклона осей имеют близкий характер (рис. 4.2.12в).

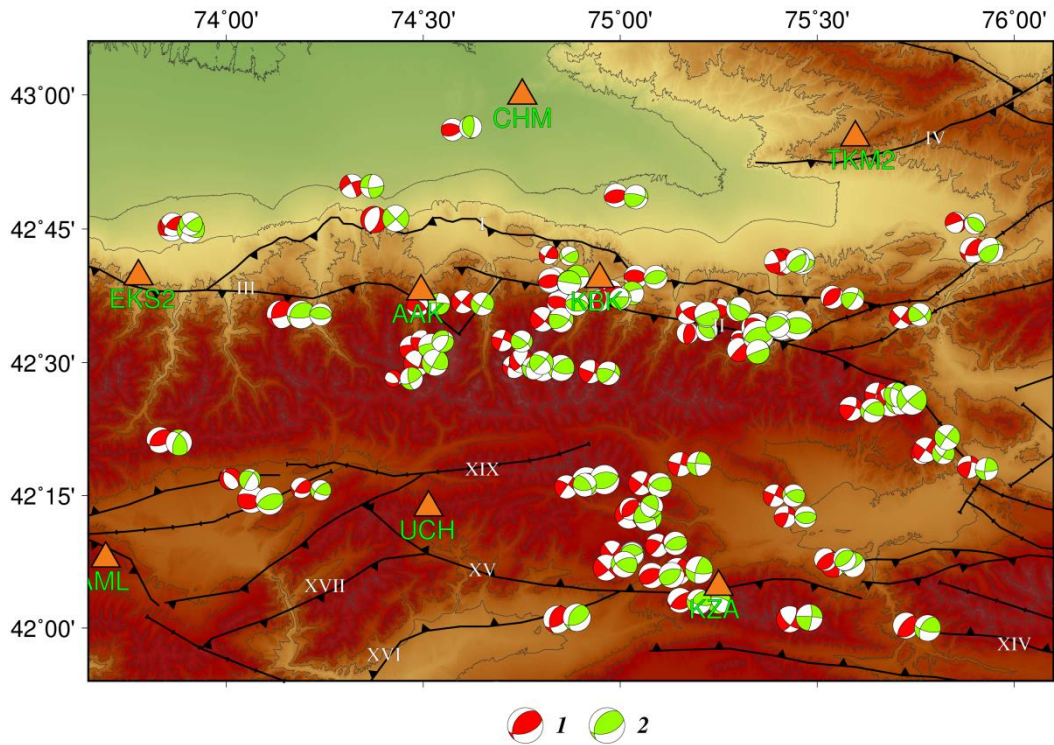


Рис. 4.2.11. Фокальные механизмы очагов землетрясений рассчитанные разными методами : 1- по знаку прихода Р-волн.; 2- метод волновой инверсии

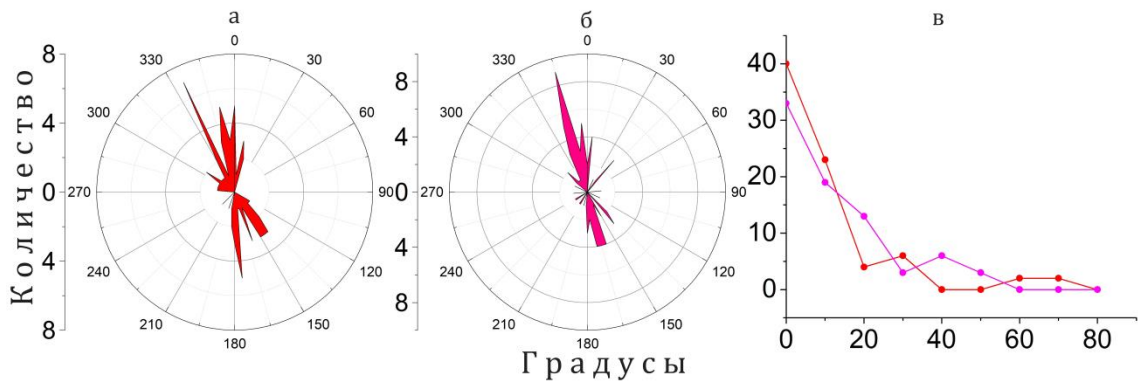


Рис. 4.2.12. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия и количественное распределение углов наклона осей для механизмов очагов определенных по знакам прихода Р-волн и по методу инверсии

В целом полученные решения могут быть использованы для оценки напряженно-деформированного состояния территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET.

4.3. Выводы

1. Полученный банк данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня, можно считать представительным и применять к нему методы оценки напряженно-деформированного состояния.

2. Статистический анализ фокальных механизмов показал, что в рассматриваемом регионе формируются в основном очаги, относящиеся по характеру происходящих в них подвижек к трем типам: взбросы, взбросо-сдвиги и горизонтальные сдвиги. Сбросовые и сбросо-сдвиговые события происходят реже и имеют случайную пространственную локализацию.
3. Землетрясения со сбросовым и сбросо-сдвиговым типом подвижки происходят большей частью на глубине до 10 км, с типом подвижки взброс, взбросо-сдвиг или горизонтальный сдвиг – на глубине более 10 км.
4. Для рассматриваемых событий преобладающим направлением азимутов осей сжатия (P) является северо-северо-западное, а для осей растяжения (T) – восточно-северо-восточное. С глубиной ось сжатия меняет свое направление с северо-северо-западного на северное.
5. Количественная и качественная типизация подвижек в очагах землетрясений слабой и умеренной силы на территории Северного Тянь-Шаня: взбросы и взбросо-сдвиги – 40%, горизонтальные сдвиги – 36%. Пропорции между фокальными механизмами разных типов и ориентация осей очаговых механизмов отражают сокращение земной коры Тянь-Шаня.

Глава 5. Динамические параметры очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня

Оценочный расчет динамических параметров очагов ЗЛТ – радиуса очага r , скалярного сейсмического момента M_0 , и сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ – проводился с использованием классических подходов [Аки, Ричардс, 1983; Ризниченко, 1985]. Как известно, в этих подходах в выражения для оценки радиуса r , и момента M_0 входит по одному-единственному параметру, описывающему частотную зависимость спектральной плотности сейсмограмм $S(f)$. Скалярный сейсмический момент пропорционален низкочастотному пределу спектральной плотности смещения Ω_0 (в работах по расчетам и исследованиям M_0 этот параметр обычно называется кратко «спектральной плотностью»). Радиус очага оценивается по величине угловой частоты f_c – параметру, описывающему затухание спектральной плотности на высоких частотах, в частности, по модельной зависимости $S(f)$ (3.16). Величина сброса напряжений оказывается пропорциональной отношению M_0/r^3 [Костров, 1975].

5.1. Теоретические основы определения динамических параметров очагов ЗЛТ по параметрам сейсмограмм

Скалярный сейсмический момент определяется, согласно [Костров, 1975; Аки, Ричардс, 1983], как произведение модуля сдвига G , площади разрыва S , и среднего по этой площади смещения D

$$M_0 = G \cdot S \cdot D. \quad (5.1)$$

По величине M_0 можно оценить магнитуду землетрясения M_W , с помощью формулы Канамори (2.4), см. раздел 2.2. Для наглядного сопоставления скалярной величины M_0 и тензора сейсмического момента $(M_0)_{ij}$ [Костров, 1975; Кейлис-Борок и др., 1979; Аки, Ричардс, 1983] приводим выражение, связывающее компоненты этого тензора с вектором смещения по разрыву D_i ($i = 1, 2, 3$) и единичным вектором n_j , задающим ориентацию поверхности S

$$(M_0)_{ij} = G \cdot S \cdot (D_i n_j + D_j n_i) / 2. \quad (5.2)$$

Выражение (5.2) можно переписать в виде

$$(M_0)_{ij} = M_0 \cdot (d_i n_j + d_j n_i) / 2 = M_0 m_{ij}, \quad (5.3)$$

где $d_i = D_i/D$ – компоненты единичного вектора, направленного вдоль вектора смещения, а тензор m_{ij} представляет собой тензор механизма очага (направляющий тензор сейсмического момента), который может быть также выражен через направляющие векторы для осей растяжения и сжатия с помощью формулы (6.6). Как видно из (5.3), скалярный сейсмический момент и наибольшая компонента тензора $(M_0)_{ij}$ имеют один и тот же порядок величины.

Координатное представление всех компонент $(M_0)_{ij}$ дано в [Сычева и др., 2020, стр. 174, раздел 3.3.2, формула (3.9), а в табл. 3.3.1 показаны элементарные (простейшие) примеры этого тензора].

Формулы (3.6) – (3.8) в [Сычева и др., 2020] указывают на возможность взаимосвязей между динамическими параметрами очагов (в частности, сейсмическим моментом M_0) и параметрами тензора прироста СТД. Анализ подобных взаимосвязей по сейсмическим данным для Северного Тянь-Шаня входит в задачи данной работы.

Смещение D в выражении (5.1) описывает асимптотическое значение относительной подвижки «берегов» при $t \rightarrow \infty$ [Ризниченко, 1985; Boatwright, 1980; Scholz, 2002] и, согласно известным решениям волновых уравнений для сферически расходящихся сейсмических волн, D пропорционально низкочастотному пределу спектральной плотности смещения Ω_0 , который регистрируется в волновой зоне на удалении от разрыва [Аки, Ричардс, 1983]. Сейсмический момент также пропорционален Ω_0 (этот параметр далее для краткости будем называть «спектральной плотностью», следуя терминологии [Scholz, 2002] и др. работ). Стоит отметить, что M_0 считается наиболее адекватным показателем интенсивности («силы») землетрясения [Hanks and Kanamori, 1979], он не зависит от деталей развития процесса в очаге, в частности описываемых параметром высокочастотной части спектра: угловой частотой f_c (частотой среза), введенной в (5.16), (5.17).

Общее выражение для расчета сейсмического момента M_0 записывается в форме [Boatwright, 1980]:

$$M_0 = 4\pi R \rho_0 V_{S0}^3 \sqrt{\rho(R) V_S(R) / \rho_0 V_{S0}} \Omega_0 / \Psi_0, \quad (5.4)$$

где R – расстояние от очага до станции или до референтной точки, где определяется спектр, ρ_0 – плотность пород в области очага, Ψ_0 – фактор направленности излучения из очага (для источника, описываемого скачком смещения на плоскости разрыва); среднее значение этого фактора принимается 0.64 [Ризниченко, 1985]. Фактор Ψ_0 малочувствителен к модели разрыва в очаге, так что погрешность оценки M_0 по формуле (5.4) не превышает 10–15% [Ruff, 1999; Scholz, 2002]. Стоит отметить, что выражение (5.4) справедливо для любых расстояний от источника, превышающих характерную длину волны, т. е. в волновой зоне [Аки, Ричардс, 1983]. Однако для относительно небольших расстояний, когда значения ρ , V_S в самом очаге и в референтной точке можно считать одинаковыми: $\rho(R) \approx \rho_0 = \rho$, $V_S(R) \approx V_{S0} = V_S$, для расчета M_0 можно использовать упрощенное выражение, [Аки, Ричардс, 1983]:

$$M_0 = 4\pi R V_S^3 \Omega_0 / \Psi_0 \quad (5.5)$$

При этом не происходит потери точности оценки, так как вносимая параметрами Ψ_0, Ω_0 погрешность превышает различие $\rho(R)$ и $\rho_0, V_S(R)$ и V_{S0} .

Сейсмическая энергия E_S , т. е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, также как и сейсмический момент, пропорциональна смещению D и площади разрыва S

$$E_S = \sigma_a \cdot S \cdot D, \quad (5.6)$$

причем коэффициент пропорциональности σ_a , имеющий размерность напряжения называется «кажущимся напряжением» (*apparent stress* в англоязычной литературе) и условно показывает, при каком касательном напряжении работа по подвижке на величину D численно равна E_S . Отношение E_S/M_0 , называемое приведенной сейсмической энергией e_{PR} , играет важную роль при сопоставлении событий различного масштаба [Кочарян, 2014]. Для этого параметра справедливо соотношение, вытекающее из (5.1), (5.6):

$$e_{PR} = E_S / M_0 = \sigma_a / G. \quad (5.7)$$

Значения e_{PR} значительно меньше единицы, поскольку кажущиеся напряжения заведомо не превышают действующих и на несколько порядков меньше модуля сдвига.

Сейсмическая энергия может быть оценена по спектральным параметрам Ω_0 и f_c сейсмических волн в референтной точке на удалении от очага [Boatwright, 1980], причем вклад S -волн наиболее значим. Компактные выражения для E_S могут быть получены, если не учитывать направленность излучения из очага [Boatwright, 1980; Madariaga, 2011]. Действительно, поскольку плотность потока энергии в волне пропорциональна квадрату массовой скорости \dot{u}^2

$$w(R, t) = \rho V_S \dot{u}(R, t), \quad (5.8)$$

то в этом приближении

$$E_S = 4\pi R^2 \rho V_S \int_0^\infty \dot{u}^2(R, t) dt = 4R^2 \rho V_S (2\pi)^3 \int_0^\infty f^2 u_F^2 df \quad (5.9)$$

где u_F – Фурье-гармоника смещения, выраженная через обычную (не циклическую) частоту f . Подстановка в (5.9) частотной зависимости u_F согласно спектральной модели Брюна [Brune, 1970]: $u_F = S(f)$ из (5.16) дает после преобразований следующее выражение:

$$E_S = 8\pi^4 R^2 \rho V_S \Omega_0^2 f_c^3. \quad (5.10)$$

Как видно из (5.10), сейсмическая энергия сильно зависит, в отличие от M_0 , от параметра f_c , описывающего поведение спектра в диапазоне высоких частот. Это отражает чувствительность E_S к скорости распространения разрыва в очаге [Hanks and Kanamori, 1979].

Входящая в (5.10) угловая частота (частота среза) f_c характеризуется теми свойствами согласно (5.16), что при $f = f_c$ модельный спектр смещения $S(f)$ проходит точку перегиба, а соответствующий спектр скорости имеет максимум. Частота, на которой достигается максимальное значение сглаженного спектра скорости, во многих работах также обозначается f_0 [Сычева, Богомолов, 2014, 2016], особенно в случаях, когда она определяется непосредственно по записям волновых форм без применения модели Брюна. Поскольку значения f_c и f_0 совпадают или весьма близки, далее будем использовать более общее обозначение угловой частоты f_0 .

При объединении формул (5.5) и (5.10) можно получить удобное выражение, связывающее сейсмическую энергию, сейсмический момент и угловую частоту ($f_c \cong f_0$ [Madariaga, 2011]):

$$E_s = \frac{1}{2} \pi^2 \Psi_0^2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5 \approx 2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5. \quad (5.11)$$

Поскольку скорость S – волн есть не что иное, как $(G/\rho)^{1/2}$, из выражения (5.11) следует, что приведенная сейсмическая энергия, пропорциональна фактору $(f_0/V_s)^3$

$$e_{PR} = 2(M_0 / G) f_0^3 / V_s^3 \quad (5.12)$$

Так как отношение V_s/f_0 характеризует радиус очага r [Brune, 1970; 1971], куб его значения пропорционален объему очага, и поэтому e_{PR} может быть выражена через объемную плотность сейсмического момента и модуль сдвига (параметр среды). Соотношение между радиусом очага r и фактором V_s/f_0 обсуждается ниже.

Величина сброшенных напряжений (*stress drop*, $\Delta\sigma$) характеризует среднее различие между касательным напряжением в разломе до землетрясения, σ_0 , и после него σ_1 [Gibowicz and Kijko, 1994]. Этот параметр определяется по среднему смещению D , нормированному на характерный размер очага r_1 , с помощью следующего выражения [Костров, 1975; Кочарян, 2014; Brune, 1970, 1971; Ruff, 1999; Mori et al, 2003]:

$$\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 = C_\sigma G D / r_1, \quad (5.13)$$

где коэффициент $C_\sigma \sim 1$ при адекватном выборе характерного размера r_1 , который в случае некруглой формы очага может отличаться от упомянутого выше радиуса r . Из выражений (5.1) и (5.13) следует общее соотношение между сброшенными напряжениями, сейсмическим моментом и геометрическими параметрами очага, [Ruff, 1999; Madariaga, 1979]:

$$\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / S r_1 \approx C_\sigma M_0 / S^{3/2} \quad (5.14)$$

Для площадки разрыва в форме круга радиусом r (площадь $S = \pi r^2$), характерный размер r_1 можно отождествить с радиусом r , и тогда выражение для сброшенных напряжений $\Delta\sigma$

примет форму $\Delta\sigma = C_\sigma M_0 / \pi r^3$. Для случая кругового разрыва значение коэффициента C_σ определено в работе [Eshelby, 1957]: $C_\sigma = 7\pi/16 \approx 1.37$, и из (5.14) получается следующее выражение

$$\Delta\sigma = 7M_0 / 16r^3, \quad (5.15)$$

которое наиболее часто используется для оценки величины $\Delta\sigma$ по сейсмическим данным [Brune, 1970, 1971; Scholz, 2002]. Из (5.15) видно, что снятие напряжений, как и приведенная сейсмическая энергия (5.12), зависит только от объемной плотности сейсмического момента. Параметры $\Delta\sigma$ и e_{PR} пропорциональны друг другу, так что по величине сброшенных напряжений можно оценивать e_{PR} и наоборот.

Радиус очага, входящий в (4.20), определяется формулой [Scholz, 2002; Abercrombie, Rice, 2005; Scuderi et al., 2016]:

$$r = kV_S / f_0, \quad (5.16)$$

где k – численный коэффициент, зависящий от модели разрыва в очаге. Подстановка (5.16) в (5.15) дает общее выражение для сброшенных напряжений через сейсмический момент и угловую частоту

$$\Delta\sigma = (7/16k^3) \cdot M_0 f_0^3 / V_S^3, \quad (5.17)$$

которое удобно для сопоставления с зависимостью от угловой частоты в формулах (5.11) для сейсмической энергии и (5.12) для приведенной сейсмической энергии.

На выборе коэффициента k в (5.16), (5.17) остановимся ниже. Предварительно заметим, что величина $\Delta\sigma$, оцениваемая по формулам (5.13) - (5.15), (5.17) в современных работах иногда называется «статическим сбросом напряжений» [Ruff, 1999; Beeler et al, 2001; Mori et al, 2003]. Это подчеркивает, что по определению в (5.13) – напряженное состояние среды в области очага до и после разрыва и подвижки считается статичным.

Наряду со статическим $\Delta\sigma$ также вводится динамический спад напряжений $\Delta\sigma_d$, представляющий собой разность между начальным «тектоническим» напряжением σ_0 и динамическим напряжением, которое поддерживается силами трения при смещении берегов разлома σ_f [Kostrov, 1964; Brune, 1970; Boatwright, 1980; Ruff, 1999]. Согласно [Kostrov, 1964; Dahlen, 1974], $\Delta\sigma_d$ можно оценить по величине скорости смещения в очаге $\dot{D}(t)$, нормированной на V_S , по формуле:

$$\Delta\sigma_d = \sigma_0 - \sigma_1 = GC_K^{-1}(V_R / V_S) \cdot \dot{D} / V_S, \quad (5.18)$$

где V_R – скорость распространения разрыва, не превосходящая по величине V_S , а $C_K(V_R/V_S)$ – функция Кострова [Dahlen, 1974] с характерными значениями: $C_K(0.6) = 0.59$; $C_K(0.75) = 0.72$;

$C_K(0.9) = 0.82$. Если для грубых оценок $\Delta\sigma_d$ аппроксимировать функцию Кострова C_K просто как отношение V_R/V_S , выражение (5.18) примет форму

$$\Delta\sigma_d \approx G \cdot \dot{D}/V_R, \quad (5.19)$$

которая показывает возможную зависимость от времени динамического сброса напряжений, если в процессе подвижки скорость частиц в очаге $\dot{D}(t)$ и скорость распространения разрыва $V_R(t)$ не постоянны. В большинстве работ значение $\Delta\sigma_d$ определяется на момент времени $t_D = r_1/V_R$ после начала разрыва, так как это удобно для сопоставления различных очагов, а также со значениями статического $\Delta\sigma$ из (5.15). Такой выбор интервала времени аргументирован в работе [Boatwright, 1980], где отмечено, что длительность этого интервала r_1/V_R величина того же порядка, что и время нарастания (rise time, $t_{1/2}$) сигнала на сейсмограмме.

Обратим внимание на соответствие выражений для статического и динамического спада напряжений: если в выражении для $\Delta\sigma$ (5.13) заменить смещение D и радиус источника r_1 их вариациями (“динамическими значениями”) $D \rightarrow \dot{D} \delta t$, $r_1 \rightarrow V_R \delta t$, то оно перейдет в форму (5.18).

Для модели азимутально-симметричного распространения разрыва из центра с постоянной скоростью V_R [Ruff, 1999; Madariaga, 2011] в момент времени t_D площадь разрыва составляет $S = \pi (V_R t_D)^2$, и выполняется следующее соотношение между динамическим $\Delta\sigma_d$, сейсмическим моментом, скоростью разрыва и другими параметрами:

$$\Delta\sigma_d = (M_0 / \pi V_R^2) \cdot t_D^{-2} \cdot \dot{D}/D \approx (M_0 / \pi V_R^3) \cdot 1/(t_D^2 \cdot t_1), \quad (5.20)$$

где t_1 – характерное время нарастания смещения $D(t)$ при прохождении фронта разрыва, $t_1 \sim D/\dot{D}$.

Хотя параметры t_D , t_1 оказывают влияние на спектральную зависимость $S(f)$, обратная задача их определения по спектральным данным еще не решена. Лишь с точностью до порядка величины можно оценить $t_D \sim t_1 \sim 1/f_c$, так что $\Delta\sigma_d \sim M_0 \cdot (f_c/V_R)^3$. В работе [Hanks and Thatcher, 1972], где рассматривалась иная модель разрыва, было получено следующее выражение для оценки $\Delta\sigma_d$

$$\Delta\sigma_d = 8.5 M_0 f_c^3 / V_R^3, \quad (5.21)$$

которое, по своей форме сходно с (5.17). Скорость разрыва лишь в исключительных случаях удается определить по сейсмическим или инженерно-геологическим данным [Запольский, 1971, 1984], из-за чего при использовании (5.18) обычно принимаются те или иные допущения о

величине V_R , которая всегда меньше V_S . Если в балансе энергии при смещении берегов разлома потери на трение много меньше высвобождаемой упругой энергии, $V_R/V_S \sim 0,9$.

В работах [Boatwright, 1980; Mori et al, 2003] указана возможность использования среднего значения $V_R \sim 0.75 V_S$ в выражениях для оценки $\Delta\sigma_d$, с внесением дополнительной погрешности не более 20%. Согласно [Boatwright, 1980], для оценочного расчета $\Delta\sigma_d$ по сейсмическим данным в общем случае необходимо восстановление временной функции очага (*source time function*), т. е. временной зависимости, обобщающей определение сейсмического момента (5.1):

$$M_0(t) = GS(t)D(t) = M_0x(t), \quad (5.22)$$

где $x(t)$ – временная функция очага, удовлетворяющая условиям $x = 0$ при $t = 0$ и $x = 1$ при $t \rightarrow \infty$. Упрощая формулы оригинальной работы [Boatwright, 1980], можно записать следующее выражение для $\Delta\sigma_d$, форма которого аналогична приведенной в [Mori et al, 2003].

$$\Delta\sigma_d = (3M_0/16\pi V_R^3) \cdot \langle \dot{x}/t \rangle / x_{F0} \approx (0.6M_0/V_S^3) \cdot \langle \dot{x}/t \rangle / x_{F0}, \quad (5.23)$$

где $\langle \dot{x}/t \rangle$ обозначает наклон графика функции $x(t)$, усредненный на начальном интервале подвижки, длительностью 15-30% от времени разрыва; x_{F0} – низкочастотный предел Фурье преобразования функции $x(t)$ [Mori et al, 2003].

Динамический спад напряжений, $\Delta\sigma_d$, как и статический $\Delta\sigma$ пропорционален сейсмическому моменту. Однако из-за других факторов, входящих в выражение (5.12) для $\Delta\sigma$ и в (5.23) для $\Delta\sigma_d$, значение динамического спада напряжений может быть больше или меньше статического, или же совпадать с $\Delta\sigma$. Возможные соотношения между статическим и динамическим спадом напряжений схематически показаны на рис. 5.1.1. (по материалам [Mori et al, 2003]). На этом же рисунке выделена площадь между линией разгрузки (уменьшения внешних сил) и кривой снижения сил трения, которая пропорциональна сейсмической энергии, E_S .

Сопоставление выражений для $\Delta\sigma$ и $\Delta\sigma_d$ показывает, что наибольшую погрешность в оценку одного и другого параметра вносят разные факторы. Для статических сброшенных напряжений это коэффициент k в (5.17), используемый для определения радиуса очага в (5.16). Кубическая зависимость $\Delta\sigma$ от коэффициента k (или от радиуса очага) является источником большой возможной ошибки в оценке $\Delta\sigma$ при неточности значения k . Для динамического спада напряжений этой проблемы не существует, а неопределенность, связанная с фактором V_R^3 менее значима. Однако для оценки $\Delta\sigma_d$ по формуле (5.20) необходимо восстановление временной функции очага (деконволюция сейсмических записей), что возможно лишь с ограниченной точностью. Отсюда неизбежная погрешность при нахождении факторов,

входящих в (5.20): начального наклона $\langle \dot{x}/t \rangle$ и нулевой гармоники x_{F0} . Восстановление функции $x(t)$ более трудоемкая задача, требующая еще более качественных данных, чем для расчетов скалярного сейсмического момента, радиуса очага и величины $\Delta\sigma$. В связи с этим при массовых расчетах динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня в данном обобщении определялся только статический сброс напряжений.

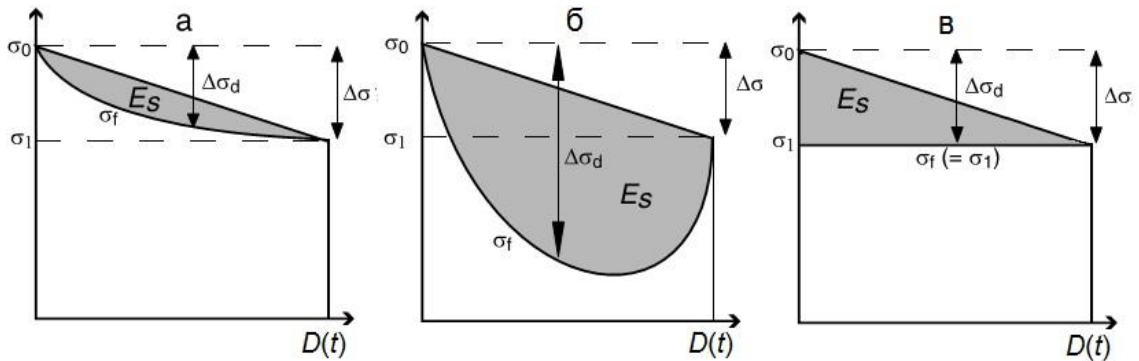


Рис. 5.1.1. Схематическая иллюстрация различных соотношений между динамическим и статическим спадом напряжений (по материалам [Mogi et al, 2003]): а – случай, когда сила трения в процессе подвижки всегда больше, чем в конечном состоянии, $\Delta\sigma_d < \Delta\sigma$; б – случай, когда сила трения становится меньше, чем в конечном состоянии $\Delta\sigma_d > \Delta\sigma$; в – модель Орована [Orowan, 1960], по которой сила трения постоянна и $\Delta\sigma_d = \Delta\sigma$. Наибольшее выделение сейсмической энергии E_S (обозначена серым фоном) происходит в случае, когда $\Delta\sigma_d > \Delta\sigma$

Выбор коэффициента k в (5.16), как было уже отмечено может существенно повлиять на погрешность расчета величины радиуса очага и, как следствие, сброшенных напряжений. Перейдем к обсуждению выбора моделей разрыва в очаге, которые определяют значение этого коэффициента. Такие модели иногда называют динамическими для явного различия с кинематической моделью, т. е. фокальным механизмом. Для определения динамических параметров очага по параметрам спектров чаще других используются две модели: вышеупомянутая модель Брюна [Brune, 1970, 1971] и модель Мадариаги [Madariaga, 1976, 1979].

При использовании простейшей модели Брюна [Brune, 1970] $k = k_B = 0.37$ и выражение (5.16) определяет так называемый радиус Брюна, $r = r_B$. В этой модели очага считается, что смещение происходит одновременно и «мгновенно» по всей плоскости разрыва, которая имеет форму круга с радиусом r . Зона очага – сферическая, с тем же радиусом.

В современных работах [Boore, 2003; Abercrombie, Rice, 2005; Lancieri et al., 2012; Канеко, Shearer, 2014; и др.] модель Брюна, характеризуют как *ad hoc*, поскольку она не вытекает непосредственно из теоретических расчетов, но опирается на общезначимые принципы (в силу которых правильно описываются и низкочастотный предел спектральной плотности смещения, и спад этой плотности смещения пропорционально $1/f^2$ в области высоких

частот). В этих и других работах [Gibowicz, Kijko, 1994] аргументировано, что модель Брюна (выражение (5.16) с коэффициентом $k = k_B = 0.37$) дает завышенное значение радиуса очага, и оценка сброшенных напряжений $\Delta\sigma$, которая получается при подстановке этого значения k в (5.17), может оказаться заниженной в несколько раз [Abercrombie, Rice, 2005]. Тем не менее, применение простейшей модели Брюна может быть оправдано, когда проводится сравнение расчетов динамических параметров с предшествующими результатами для данного региона (в нашем случае – Северный Тянь-Шань), полученными по записям сейсмограмм на аналоговых станциях.

В модели Мадариаги [Madariaga, 1976, 1979] в качестве очага рассматривается дисковая трещина, радиально растущая со скоростью $V_R \sim (0.7-0.9)V_S$ и останавливающаяся, когда ее радиус достигает максимального значения, называемого радиусом разрушения, r_M . Источник считается цилиндрически симметричным. В этой модели угловая частота зависит не только от радиуса очага, сопоставляемого с r_M , но и от скорости разрыва V_R . В большинстве работ для оценок радиуса очага принимается, что $V_R \approx 0.9 \cdot V_S$, [Abercrombie, Rice, 2005; Kaneko, Shearer, 2014; и др.], и тогда коэффициент k в (5.16) для модели Мадариаги становится равен $k = k_M = 0.21$. Если радиус очага в модели Брюна в 1.76 раз больше, чем в модели Мадариаги, то расхождение $\Delta\sigma$ в этих моделях, обратно пропорциональное кубу радиуса (5.15), оказывается пятикратным (а точнее в 5.5 раз). Расчеты, проведенные в работе [Kaneko, Shearer, 2014] с учетом эффектов сцепления (*cohesion*), ограничивающих значение напряжения на фронте растущей трещины, позволили уточнить модель Мадариаги (круглой расширяющейся трещины) и показали, в частности, что при той же скорости разрушения $0.9 V_S$ коэффициент в формулах (5.16), (5.17) следует принять равным $k = k_{KS} = 0.26$ (Kaneko, Shearer). Таким образом, радиус очага оценен на 24% больше по сравнению с моделью Мадариаги, а сброс напряжений в 1.9 раз меньше, чем для этой модели, но в 2.9 раз больше, чем для модели Брюна. Известны также и другие работы [Москвина, 1969, 1969а; Sato, Hirasawa, 1973; Kwiatek, Ben-Zion, 2013], в которых предсказаны значения радиуса очага и сброса напряжений примерно посередине между этими параметрами в моделях Брюна и Мадариаги. В частности, в работе [Sato, Hirasawa, 1973] рассматривалась модель круговой трещины, аналогичная случаю Мадариаги, и установлено значение коэффициента $k = k_S = 0.29$.

Опираясь на общезначимый принцип соответствия результатов, можно подтвердить, что выражение (5.16) с коэффициентом по Канеко – Ширеру ($k = 0.26$) дает наиболее надежную оценку радиуса очага. В гидродинамике сплошных сред и физической акустике известна задача об излучении звука колеблющимся телом в жидкой среде [Ландау, Лившиц, 1988]. В спектре такого излучения угловая частота f_c высокой точностью соответствует «геометрическому»

условию: половина длины волны $\lambda/2$ на данной частоте равна габаритному размеру (диаметру излучателя), т. е. $r = \lambda/4$. Переходя от жидкой среды к твердой земле, используя для интересующих нас поперечных волн соотношение $\lambda = V_S/f_0$, из этого условия легко получить выражение (5.16) с «общефизической» оценкой коэффициентом $k_{OF} = 0.25$.

Таким образом, усовершенствованная модель Мадариаги – Канеко – Ширера может считаться предпочтительной по отношению к другим моделям. Соответствующее этой модели значение $k_{KS} = 0.26$ (весьма близкое к общефизической оценке) можно использовать как «эффективное», $k = k_{ef}$ для проведения массовых расчетов по формуле (5.16). Различие оценок сброса напряжений, получаемых для других моделей разрыва (Брюна, Мадариаги, Сато и др.), от результатов расчета $\Delta\sigma$ с использованием значения $k_{ef} = 0.26$ не превышает 2.9 раз. По сути, это является возможной систематической погрешностью, которую уместно сравнить со случаями 2-3-кратных расхождений значений сейсмического момента в определениях разных авторов. Стоит отметить, что модель Брюна все еще продолжает применяться в работах недавнего времени [Ide et al., 2003; Oth et al., 2010; Baltay et al., 2010; Cotton et al., 2013; Pacor et al., 2016; Safonov et al., 2017]. Результаты расчетов радиуса очага и сброса напряжений по любой из моделей позволяют построить распределения этих величин по площади и во времени. Эти распределения, а также относительные значения r , $\Delta\sigma$ более информативны по сравнению с их абсолютными значениями.

Далее расчет значения радиуса очага и, соответственно, уровня сброшенных напряжений приводится для двух моделей: $k = k_B = 0.37$ (модель Брюна); $k = k_{ef} = 0.26$ (Мадариаги – Канеко – Ширера). Отметим в завершение, что оценка статических сброшенных напряжений для модели Мадариаги – Канеко – Ширера по формуле (5.17) довольно близка динамическому $\Delta\sigma_d$, который описывается (5.21) при $V_R/V_S = 0.75$.

5.2. Расчет динамических параметров очагов землетрясений

5.2.1 Исходные данные

В качестве исходных данных были использованы сейсмограммы локальных землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET, за 1998–2017 гг. с $M = 2.6 - 6$ ($K = 8.7 - 14.8$). Геологические разломы, географические названия некоторых хребтов исследуемой территории и эпицентральное расположение рассматриваемых событий представлены на рис. 5.2.1. Основная часть эпицентров ЗЛТ расположена на северных склонах Киргизского хребта, хр. Карамойнок, горе Сандык и в районе Суусамырской и Кочкорской впадин.

В табл. 5.2.1 (см. приложение, столбцы 2–8) представлены данные о расположении гипоцентров землетрясений, а также их время, энергетический класс и магнитуда. В эту же таблицу сведены результаты расчета динамических параметров (колонки 9–17), которые будут анализироваться ниже. В табл. 5.2.1 попали землетрясения, которые сопровождались афтершоками или (реже) предварялись форшоками. Такие события отмечены жирным шрифтом, а строки с событиями-афтершоками и форшоками отмечены серым фоном.

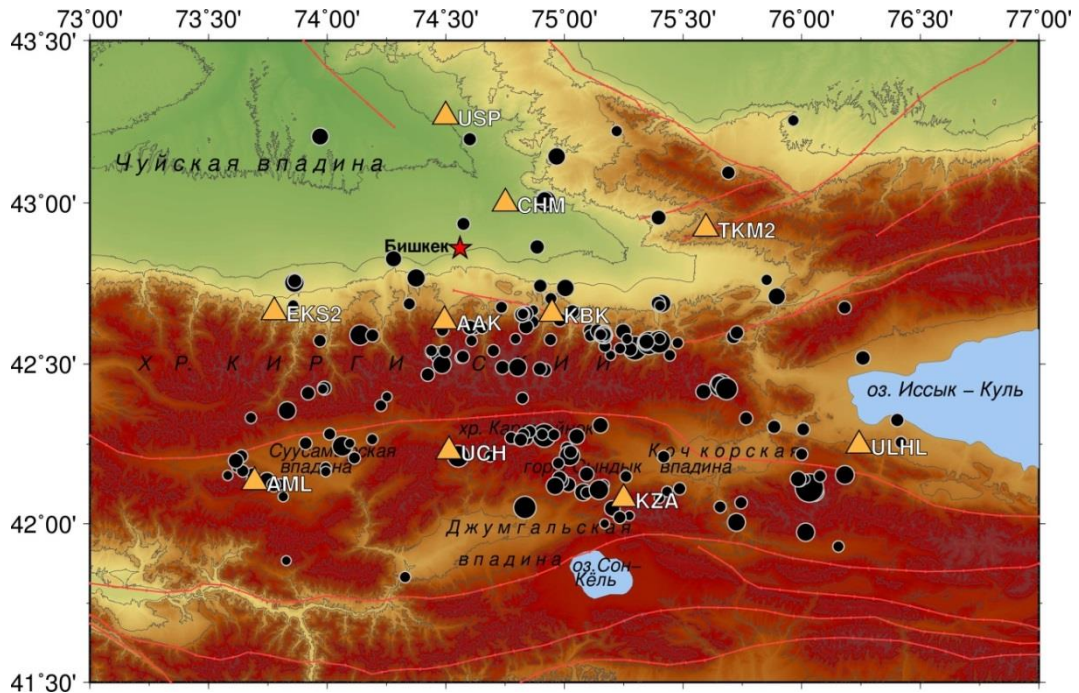


Рис. 5.2.1. Эпицентральное расположение землетрясений (187 событий). Треугольники – положение станций сети KNET. Красные линии – региональные разломы по [Чедия, 1986]. Минимальный круг соответствует событию с $M = 2.7$, максимальный – с $M = 6.0$

На рис. 5.2.2 представлены некоторые характеристики исследуемых событий: распределение по магнитуде, глубине и времени. Согласно этим гистограммам, магнитуда рассматриваемых событий меняется в диапазоне 2.6–6.0, большая часть событий расположена на глубине 5–15 км, распределение землетрясений по годам неравномерное, максимум событий приходится на 2006 и 2009 годы.

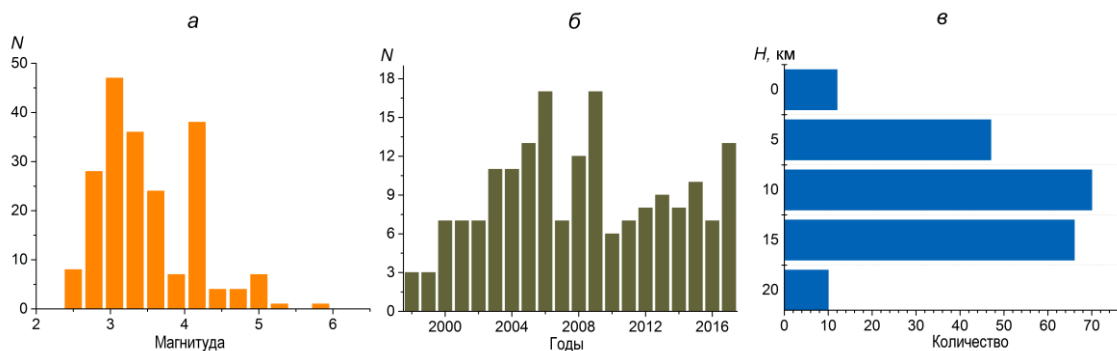


Рис. 5.2.2. Статистические характеристики исследуемых событий: *а* – распределение по магнитуде; *б* – распределение по годам; *в* – распределение по глубине

Для анализа сброшенных напряжений с типом подвижки по разлому использовались данные о фокальных механизмах, которые были получены на основе двух методов: по знакам прихода P -волны и волновой инверсии, которые подробно описаны в главе 4. Для трех наиболее значимых событий (табл. 5.2.1) были использованы решения из каталога СМТ [<http://www.globalcmt.org>].

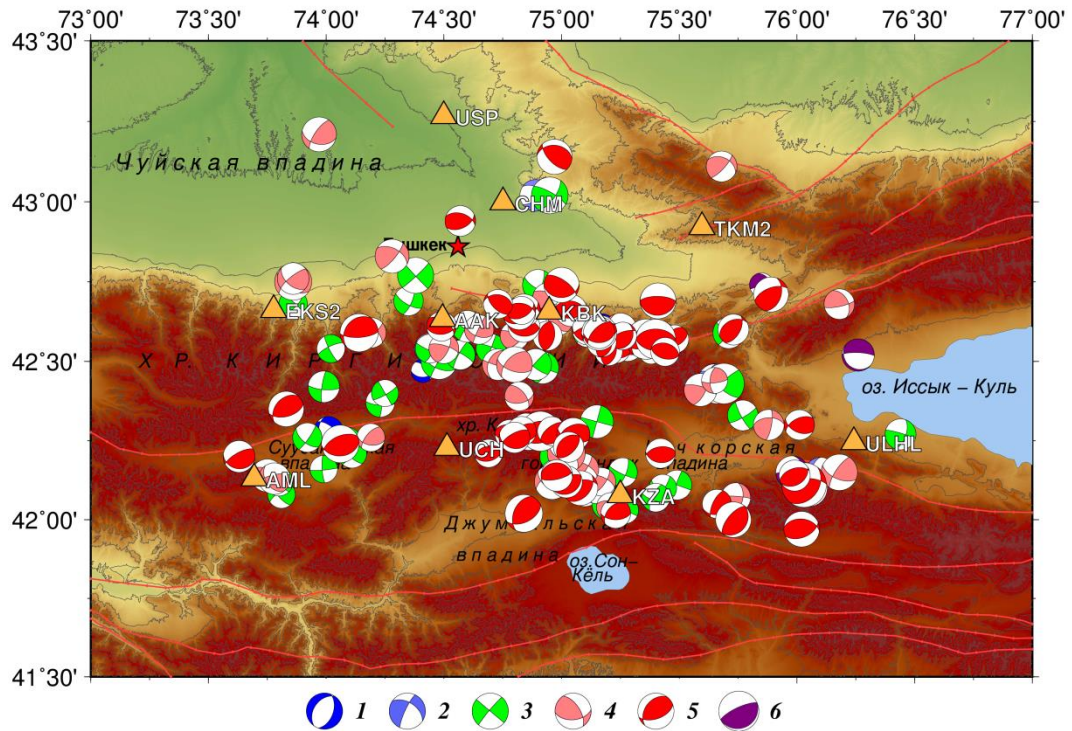


Рис. 5.2.3. Фокальные механизмы очагов (в проекции нижней полусферы) 158 землетрясений с $M \geq 2.6$ ($K \geq 8.7$) из 187 исследуемых (1998 по 2017 гг.). Цвет механизма зависит от типа подвижки в очаге: 1 – сброс; 2 – сросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез. Треугольники – положение станций сети KNET

На рис. 5.2.3 представлены положения 158 землетрясений и их фокальные механизмы. Результаты исследований связи между типом подвижки в очаге и величиной сброшенных напряжений представлены в монографии [Сычева и др., 2020], где отмечено, что при повышенных значениях сброшенных напряжений события с фокальными механизмами взброса и взросо-сдвига преобладают, над событиями с типом подвижки «горизонтальный сдвиг», «сброс» и «сросо-сдвиг».

5.2.2 Методика построения очагового спектра и определения его параметров

Методика определения базовых параметров – угловой частоты f_0 и спектральной плотности Ω_0 – по спектрам сейсмограмм описана в ряде работ [Аптекман и др., 1989; Parolai et al., 2007; Ameri et al., 2009; Oth et al., 2009; 2011]. При расчетах этих параметров по данным сети KNET учитывалось, что сейсмические ряды со станций KNET представляют собой записи

скорости, а не смещения. Поэтому для использования стандартной методики спектры скоростей пересчитывались в смещения делением на циклическую частоту $2\pi f$.

Построение спектральных зависимостей сейсмограмм, по которым определяются входящие в выражения (5.5) и (5.16) базовые параметры f_0 и Ω_0 , включает в себя следующие этапы: 1 – расчет стационарных спектров; 2 – выбор станций для построения очаговых спектров; 3 – приведение спектра к референтной точке в окрестности очага (переход к спектрам источников). Опишем более подробно каждый из этапов.

Построение стационарного спектра. Стационарные спектры строились для всех станций сети, которые зарегистрировали событие. При их построении рассматривались только S -волны и использовались записи скоростей сейсмоволн (нм/с) с частотой оцифровки 100 Гц. Станции сети KNET относятся к малозумящим (см. раздел 2.1), и для выбранных землетрясений уровень полезного сигнала, т. е. амплитуды S -волн, более чем в три раза превышает уровень помех. При выборе интервала участка S -волны решается задача выделения прямых сейсмических волн, которые наиболее полно характеризуют очаг землетрясения. Длина отрезка выбирается в интервале времени от ~ 1 с до начала S -волны и до момента спада ее амплитуды до $1/3$ от максимального значения (участок выделения 80% сейсмической энергии) [Ameri et al., 2009; Oth et al., 2009]. Перед расчетом спектра выбранный участок записи проходит фильтрацию во взвешивающем окне с применением фильтра Хемминга [Хемминг, 1987] для исключения разрыва функции. Построение спектра S -волны осуществлялось на основе стандартного алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ) и проводилось по двум горизонтальным компонентам записей скоростей с поляризацией N (север-юг) и E (восток-запад), по вертикальной компоненте Z построение спектра проводилось только для уточнения угловой частоты.

Выбор станций для построения очаговых спектров. Исследуемые события (рис. 5.2.1) были зарегистрированы 8–10 станциями сети KNET. Для построения очаговых спектров для каждого ЗЛТ были отобраны станции, которые находятся на расстоянии более 35 км (дальняя зона) для событий с $2.6 \leq M \leq 4.2$ ($8.7 \leq K \leq 11.5$) и более 50 км для событий с $M > 4.2$ ($K > 1.5$). Станции, удовлетворяющие этим условиям, были отсортированы в порядке удаления от очага, и выбирались первые три станции из этой последовательности (с удалением от очага может увеличиваться искажение спектра из-за влияния среды).

Переход от стационарного спектра к спектру источника. Эта вычислительная задача реализована с использованием результатов [Parolai et al., 2007; Ameri et al., 2009; Oth et al., 2009; 2011]. Следуя подходу этих работ, соотношение между спектром смещения для отдельной j -

станции, находящейся на расстоянии R от источника, $U_{ij}(f, R)$, и спектром источника $S_i(f)$ можно записать в виде

$$U_{ij}(f, R) = S_i(f) \cdot A_{ij}(f, R) \cdot G_{Rj}(f). \quad (5.24)$$

В правую часть (5.24) входят две гриновские функции $A_{ij}(f, R)$ и $G_{Rj}(f)$. Функция $G_{Rj}(f)$ является стационарной поправкой. Эта поправка определялась для каждой станции сети KNET на основе подхода, описанного в работах [Nakamura, 1989; Parolai et al., 2004], и результаты представлены в [Мансуров, Сычева, 2016; Сычева, Мансуров, 2018] (см. раздел 3.3). Зависящая от частоты и расстояния функция $A_{ij}(f, R)$ описывает изменения амплитуды спектральных гармоник на пути от очага до станции за счет геометрического расхождения и поглощения энергии в среде (фактор конечной добротности, Q). Выражение для функции $A_{ij}(f, R)$ может быть представлено в форме

$$|A_{ij}(f, R)| = (1/R) \cdot \exp(-\pi f R / QV_s). \quad (5.25)$$

Функции зависимости добротности от частоты вида $Q(f) = Q_0 f^n$ с численными значениями коэффициентов Q_0 и n для Северного Тянь-Шаня для разных глубин исследования получены в работе [Сычева, Сычев, 2017] (см. раздел 3.1). Таким образом, функцию $A_{ij}(f, R)$, как и $G_{Rj}(f)$, можно считать полностью определенной.

Из выражения (5.24) легко получить формулу для расчета спектра, которую удобно записать в логарифмической форме:

$$\lg S_i(f) = \lg U_{ij}(f, R) - \lg A_{ij}(f, R) - \lg G_{Rj}(f). \quad (5.26)$$

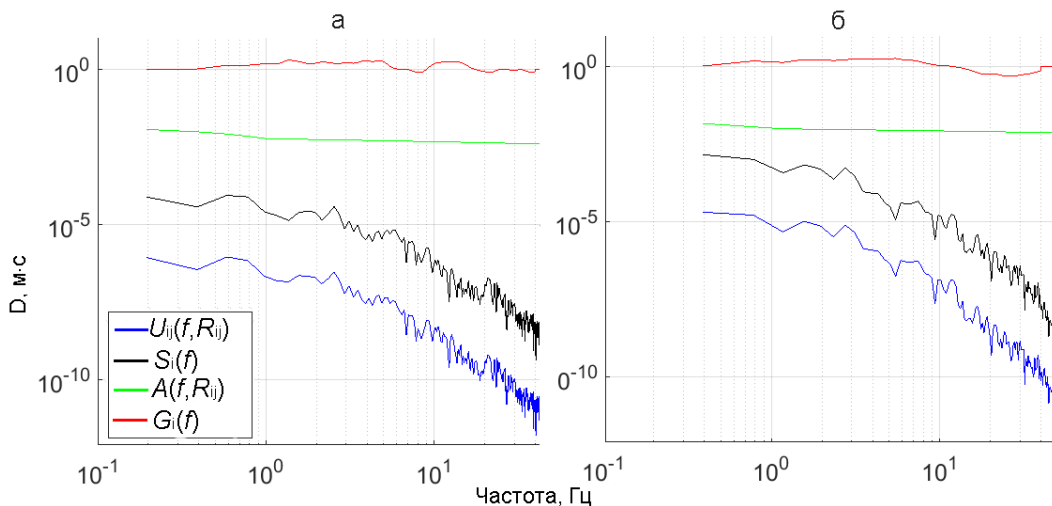


Рис. 5.2.4. Очаговые и стационарные спектры, а также функция затухания и стационарных поправок (*site-effect*) для записей ЗЛТ: а – № 61 (2005.362.01:52:50-ААК-ННЕ); б – № 82 (2007.157.11:09:20) из табл. 5.2.1.

На рис. 5.2.4 в логарифмическом масштабе приведены примеры стационарных спектров и спектров источника, построенные в соответствии с выражением (5.26), а также функция

затухания и стационарные поправки. Расчет стационарных спектров проводился по программе SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR [Мансуров, Сычева, 2011; *авт. свид.*, Мансуров, Сычева, 2016]. Стационарные поправки практически не влияют на значение очагового спектра, а функция затухания позволяет увеличить значение амплитуд спектра на всех рассматриваемых частотах на величину, мало зависящую от частоты.

Процедура приведения спектра к источнику по формуле (5.4) с исключением стационарных эффектов и влияния среды при распространении сейсмических волн применялась для компонент E и N трех выбранных станций по каждому исследуемому ЗЛТ.

Получение очагового спектра позволяет определить его основные параметры: значение f_0 и Ω_0 . От качества их определения зависят значения динамических параметров, определяемых по выражениям (5.5), (5.10), (5.15), (5.16) и др.

Для уменьшения погрешности, связанной с трансформацией спектра в дальней зоне распространения сейсмических волн, определение f_0 проводилось на основе как стационарного, так и очагового спектров. Осуществлялось визуальное сравнение значений, полученных по стационарному и очаговому спектру. Наиболее подробно методика построения очагового спектра и определения его параметров описана в работах [Сычева, Богомолов, 2016, 2014; Сычева и др., 2020].

5.2.3. Результаты исследования

На основе очаговых спектров рассчитаны динамические параметры для 187 землетрясений для двух моделей – модели Брюна и Мадариаги-Конекко-Ширера (табл. 5.2.1). Для модели Брюна построены распределения ДП от магнитуды или логарифма скалярного сейсмического момента, которые аппроксимированы линейной функцией, а в некоторых случаях двумя функциями – линейной и степенной, и для каждой аппроксимации рассчитан коэффициент детерминации R^2 [Магнус и др., 2004]. Коэффициент R^2 показывает качество подгонки регрессионной модели к наблюдаемым значениям. Если $R^2 = 0$, то регрессия не улучшает качество предсказания, $R^2 = 1$ означает точную подгонку, т. е. все точки наблюдений удовлетворяют уравнению регрессии [Магнус и др., 2004]. Значение коэффициента детерминации в статистике, превышающее 0.5, указывает на приемлемое соответствие регрессионной модели реальным данным. Рассчитанные значения коэффициента детерминации вынесены на графики распределения ДП.

Результаты расчета параметров спектральных характеристик – значение угловой частоты f_0 и уровень спектральной плотности Ω_0 – представлены в табл. 5.2.1 (см. приложение, колонки 10, 11). Для рассматриваемых событий ($M = 2.7-6.0$) Ω_0 меняется от $1.0 \cdot 10^{-6}$ до $2.17 \cdot 10^{-2}$ м·с, а f_0 – от 1.7 до 6.0 Гц (что соответствует времени разрыва в очаге 0.6–0.17 с). Данные о Ω_0 и f_0

позволяют рассчитать значения динамических параметров ЗЛТ на территории Северного Тянь-Шаня (БГП, рис. 5.2.1). При расчете скалярного сейсмического момента M_0 , радиуса очага r , сброса напряжений $\Delta\sigma$, излученной сейсмической энергии E_S и приведенной сейсмической энергии e_{PR} по формулам (5.5), (5.11), (5.12), (5.15), (5.16) значения плотности пород в очаге и скорости поперечных волн принимались равными, соответственно, $\rho = 2.6$ г/см³ [Чедия, 1986], $V_S = 3.5$ км/с [Roesker et al., 1993]. Результаты расчета этих динамических параметров приведены в табл. 5.2.1 (см. приложение) в колонках 12–17.

В табл. 5.2.2 представлены коэффициенты корреляции между динамическими параметрами очагов землетрясений и их магнитудой, между скалярным сейсмическим моментом и другими ДП, а также регрессионные зависимости и коэффициент детерминации R^2 . Наибольший коэффициент корреляции наблюдается между сейсмическим моментом M_0 и сейсмической энергией E_S ($k = 0.98$), наименьший – между сейсмическим моментом M_0 и угловой частотой ($k = 0.85$).

Таблица 5.2.2. Регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции (k) динамических параметров очагов ЗЛТ от магнитуды и скалярного сейсмического момента, модель и коэффициент детерминации

№	Параметр	Параметр	k	R^2	Модель
1	e_{PR}	M_0 [Н·м]	0.64	0.89	$e_{PR} = 1.27 \cdot 10^{-11} M_0^{0.42}$
2	$\Delta\sigma$ [МПа]	M_0 [Н·м]	0.64	0.89	$\Delta\sigma = 1.75 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{0.42}$
3	f_0 [Гц]	$\lg M_0$ [Н·м]	-0.85	0.73	$f_0 = -1.2 \cdot \lg M_0 + 20.6$
4	$\lg \Omega_0$	M	0.91	0.82	$\lg \Omega_0 = 1.14M - 8.89$
5	$\lg M_0$	M	0.91	0.82	$\lg M_0 = 1.14M + 9.4$
6	$\lg E_S$	$\lg M_0$ [Н·м]	0.99	0.97	$\lg E_S = 1.55 \cdot \lg M_0 - 12.9$
7	$\lg e_{PR}$	$\lg M_0$ [Н·м]	0.92	0.85	$\lg e_{PR} = 0.56 \cdot \lg M_0 - 12.9$
8	$\lg e_{PR}$	M	0.84	0.70	$\lg e_{PR} = 0.63 \cdot M - 7.68$
9	r (м)	$\lg M_0$ [Н·м]	0.87	0.76	$r_M = 138 \cdot \lg M_0 - 1555$
10	$\Delta\sigma$ [МПа]	$\lg M_0$ [Н·м]	0.79	0.64	$\Delta\sigma = 1.5 \cdot 10^{-17} \lg M_0 + 14.7$

Примечание. Регрессионные зависимости для радиуса очага и сброшенных напряжений приведены для модели Брюна.

Рассмотрим особенности распределений параметров спектральных характеристик Ω_0 , f_0 и динамических параметров для 187 событий из табл. 5.2.1.

5.2.3.1 Спектральная плотность и скалярный сейсмический момент

Распределение параметра Ω_0 (в логарифмическом масштабе) в зависимости от магнитуды представлено на рис. 5.2.5а, а распределение скалярного сейсмического момента ($M_0 \sim \Omega_0$) показано на рис. 5.2.5б. Эти логарифмические распределения хорошо описываются моделью линейного нарастания. Коэффициент детерминации составляет $R^2 = 0.82$. Для

скалярного сейсмического момента регрессионную зависимость от магнитуды (наилучшую модель) можно записать в форме:

$$\lg M_0 = 1.14M + 9.4 \quad (5.27)$$

Отклонение значений относительно линейной модели (линии регрессии на рис. 5.2.5б) имеет равномерный характер на всем диапазоне рассматриваемых магнитуд.

Для рассматриваемых событий диапазон изменения магнитуд $2.2 \leq M \leq 6.0$, а значения M_0 лежат в пределах от $2.2 \cdot 10^{12}$ до $4.74 \cdot 10^{16}$ Н·м. Стоит отметить, что из-за наличия разброса и сравнительно неширокого диапазона магнитуд распределение $\lg M_0$ также согласуется (с точностью до 10%) с известным выражением $\lg M_0 = 1.6M + 8.4$ [Ризниченко, 1985].

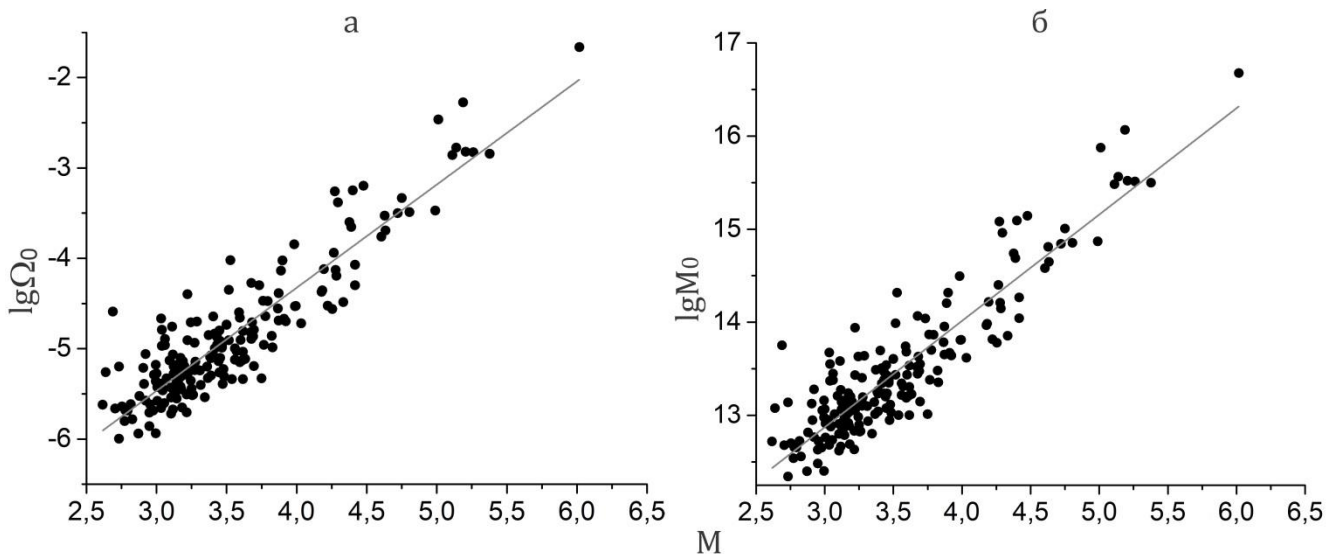


Рис. 5.2.5. Логарифмические распределения спектральной плотности и скалярного сейсмического момента от магнитуды

С учетом высокого значения коэффициента корреляции между магнитудами и значениями логарифма сейсмического момента в дальнейшем в ряде случаев будем рассматривать распределения ДП в зависимости от $\lg M_0$.

5.2.3.2 Угловая частота и радиус очага

На рис. 5.2.6а показано распределение f_0 в зависимости от $\lg M_0$. Для угловой частоты характерно убывание с ростом $\lg M_0$ или магнитуды. По значениям угловой частоты определялся радиус очага с помощью формулы (5.16). Распределение значений r_B в зависимости от логарифма сейсмического момента представлено на рис. 5.2.6б. Величина радиуса Брюна r_B лежит в интервале приблизительно от ~ 200 до ~ 1100 м.

Распределение радиуса очага от $\lg M_0$ описано двумя моделями – линейной и степенной. Коэффициент детерминации для линейной модели составляет $R^2 = 0.76$, для степенной $R^2 = 0.86$. Уравнение для линейной модели имеет вид: $r_B = 138 \cdot \lg M_0 - 1555$. (табл. 5.2.2).

Линейная модель хорошо описывает распределение радиуса очага от логарифма скалярного сейсмического момента до его значения не превышающего $\lg M_0 \leq 16$.

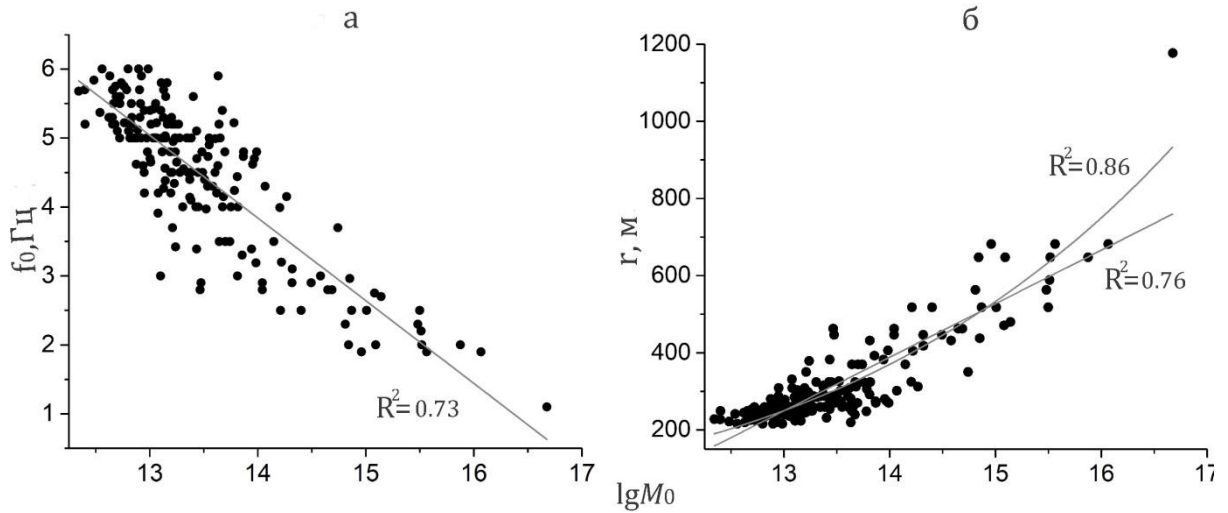


Рис. 5.2.6. Значения угловой частоты (а) и радиуса очага (б) (по модели Бруна) в сопоставлении с $\lg M_0$

5.2.3.3. Сейсмическая энергия и приведенная сейсмическая энергия

Логарифмическое распределение сейсмической энергии E_S и приведенной сейсмической энергии e_{PR} в сопоставлении со значениями $\lg M_0$ представлено на рис. 5.2.7.

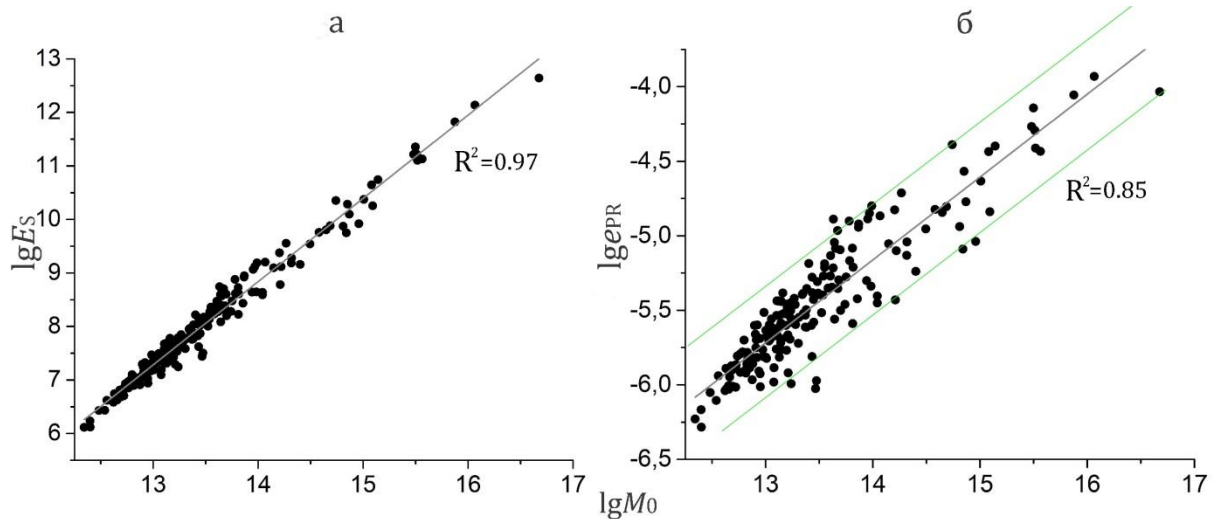


Рис. 5.2.7. Распределение сейсмической и приведенной сейсмической энергии в зависимости от сейсмического момента в двойном логарифмическом масштабе

Сейсмическая энергия варьирует в диапазоне от $1.3 \cdot 10^6$ до $4.4 \cdot 10^{12}$ Дж (см. табл. 5.2.1, колонка 16). Линейная модель, описывающая распределение E_S , имеет вид $\lg E_S = 1.55 \cdot \lg M_0 - 12.9$, а коэффициент детерминации равен $R^2 = 0.97$. Для рассматриваемых событий параметр

e_{PR} имеет порядок от 10^{-7} до $\sim 10^{-4}$ (см. табл. 5.2.1, колонка 17). Распределение $\lg e_{PR}$ (рис. 5.2.7б) также описывается линейной моделью ($R^2 = 0.85$), хотя для него разброс значений относительно линии регрессии больше по сравнению со случаем рис. 5.2.7а. Выражение для линейной модели (регрессионной зависимости) имеет форму

$$\lg e_{PR} = 0.56 \cdot \lg M_0 - 12.9 = 0.63 \cdot M - 7.68, M_0 (\text{Н}\cdot\text{м}), \quad (5.28)$$

Зависимость (5.28) можно записать также в степенной форме: $e_{PR} = 1.27 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{0.42}$, явно указывающей показатель степени, который важен при сопоставлении ДП в различных регионах и в связи с вопросом о подобии очагов землетрясений (раздел 1.3.5).

Рис. 5.2.7б показывает, что значения e_{PR} локализуются в полосе, границы которой параллельны аппроксимирующей прямой: внутрь таких полос попадает около 95% изображающих точек. Границы полосы локализации значений $\lg e_{PR}$ на рис. 5.2.7б определяются соотношением: $0.65 \cdot \lg M_0 - 13.2 \leq \lg e_{PR} \leq 0.65 \cdot \lg M_0 - 12.0$.

5.2.3.4 Сброшенные напряжения

Значения сброшенных напряжений, определенных по модели Брюна, лежат в диапазоне от ~ 0.07 до ~ 16 МПа (табл. 5.2.1). Максимальный сброс напряжений ($\Delta\sigma \approx 16$ МПа) соответствует землетрясению 02.03.2010 с $K=13.3$ ($M=5.2$), которое произошло в крайней восточной части Киргизского хребта и Кочкорскому землетрясению 25.12.2006, $K=14.8$ ($M=6$), $M_w = 5.8$ [Муралиев и др., 2012] с $\Delta\sigma \approx 12.7$ МПа. Распределение сброшенных напряжений вместе со значениями $\lg M_0$ представлено на рис. 5.2.8а.

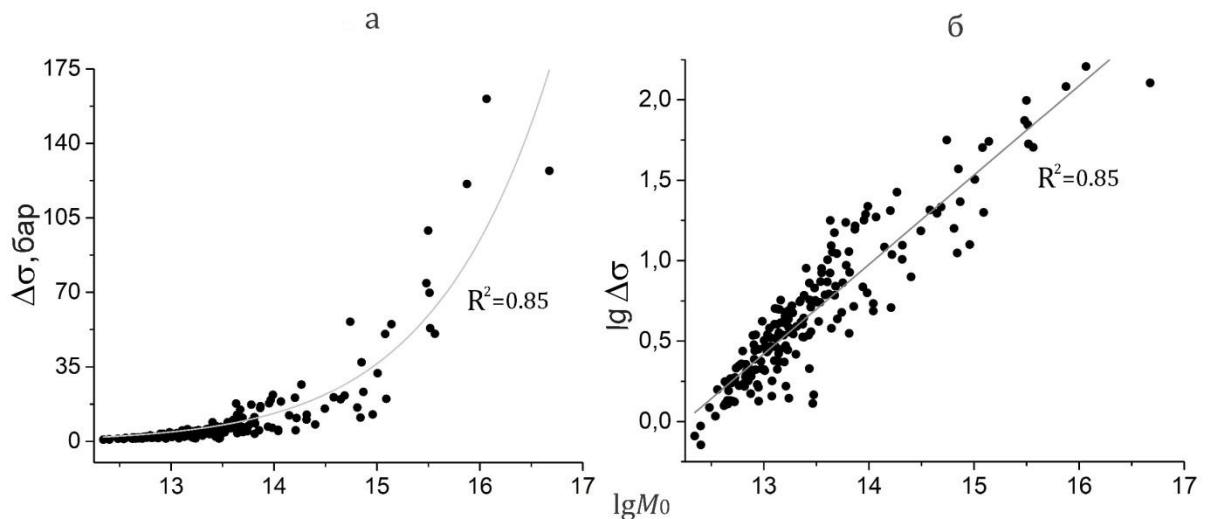


Рис. 5.2.8. Распределение сброшенных напряжений (модель Брюна) для 187 событий из табл. 5.2.1 в линейном (а) и логарифмическом (б) масштабе в зависимости от $\lg M_0$

Наилучшей аппроксимацией распределения $\Delta\sigma$ является степенная зависимость от M_0 ($R^2=0.85$). Поясним это обстоятельство. Согласно выражениям (5.12), (5.15), (5.17) значения

сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии пропорциональны: $\Delta\sigma \sim e_{PR}$. Следовательно, распределение $\lg \Delta\sigma$ будет отличаться от показанного на рис. 5.2.8б логарифмического распределения e_{PR} лишь сдвигом по вертикали на некоторую константу. Для результатов расчетов $\Delta\sigma$ (табл. 5.2.1) получена следующая аппроксимация: $\Delta\sigma$ [МПа] = $1.75 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{0.42}$.

По рис. 5.2.8а видно, что разброс значений $\Delta\sigma$ относительно линии регрессии увеличивается для событий с $\lg M_0 > 14.5$ (магнитуды $M > 4.5$ в соответствии с (5.27)). Более детальное исследование этого распределения по различным выборкам представлено в работе [Сычева и др., 2020; Сычева, Богомолов, 2020]. Полученные регрессионные зависимости для рассматриваемых выборок, в которых показатель степени у M_0 не менее 0.37, а также рис. 5.2.8а указывают на отсутствие самоподобия очагов землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня по сброшенным напряжениям и приведенной сейсмической энергии ($\Delta\sigma \sim e_{PR}$).

5.2.3.5 Сброшенные напряжения, интенсивность СТД и коэффициент Лоде-Надаи

На рис. 5.2.9а представлено эпицентральное положение исследуемых землетрясений – цвет кружка зависит от величины сброшенных напряжений, а размер от энергетической характеристики. Сброшенные напряжения для рассматриваемых землетрясений варьируют в диапазоне от 0.07 до 16 МПа.

Рассмотрение эпицентрального положения отдельных событий с указанием значения уровня сброшенных напряжений не дает полного представления о площадном его распределении. Проведен расчет площадного распределения средневзвешенного значения сброшенных напряжений. Методика расчета средневзвешенного значения сброшенных напряжений подробно описана в работе [Sycheva, Bogomolov, 2025].

Средневзвешенное значение сброшенных напряжений. Вся исследуемая территория была разбита на ячейки размером $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ (рис. 5.2.9б), и в каждой ячейке расчет сброшенных напряжений выполнялся на основе выражения:

$$\langle \Delta\sigma \rangle_{AW} = \frac{7 \sum_i (M_0)_i}{16 \sum_i r_i^3} \quad (5.29)$$

где суммирование идет по всем событиям в выборке, M_{0i} – скалярный сейсмический момент землетрясения номер «i», r_i – значение радиуса очага, вычисленное по модели Брюна, которое аналогично выражению (5.16), используемому для единичного землетрясения, с той разницей, что оно применяется для ячейки исследования, т. е. в ячейке сначала суммируются сейсмические моменты всех землетрясений, значения радиусов в третьей степени, а затем вычисляются сброшенные напряжения. Предложенный метод усреднения, с помощью которого

введено $\Delta\sigma_{AW}$, аналогичен методу перехода к «средневзвешенному механизму очага», который предложен в работе [Юнга, 2002], а механизм расчета весовой функции хорошо представлен в [Сычева и др., 2020].

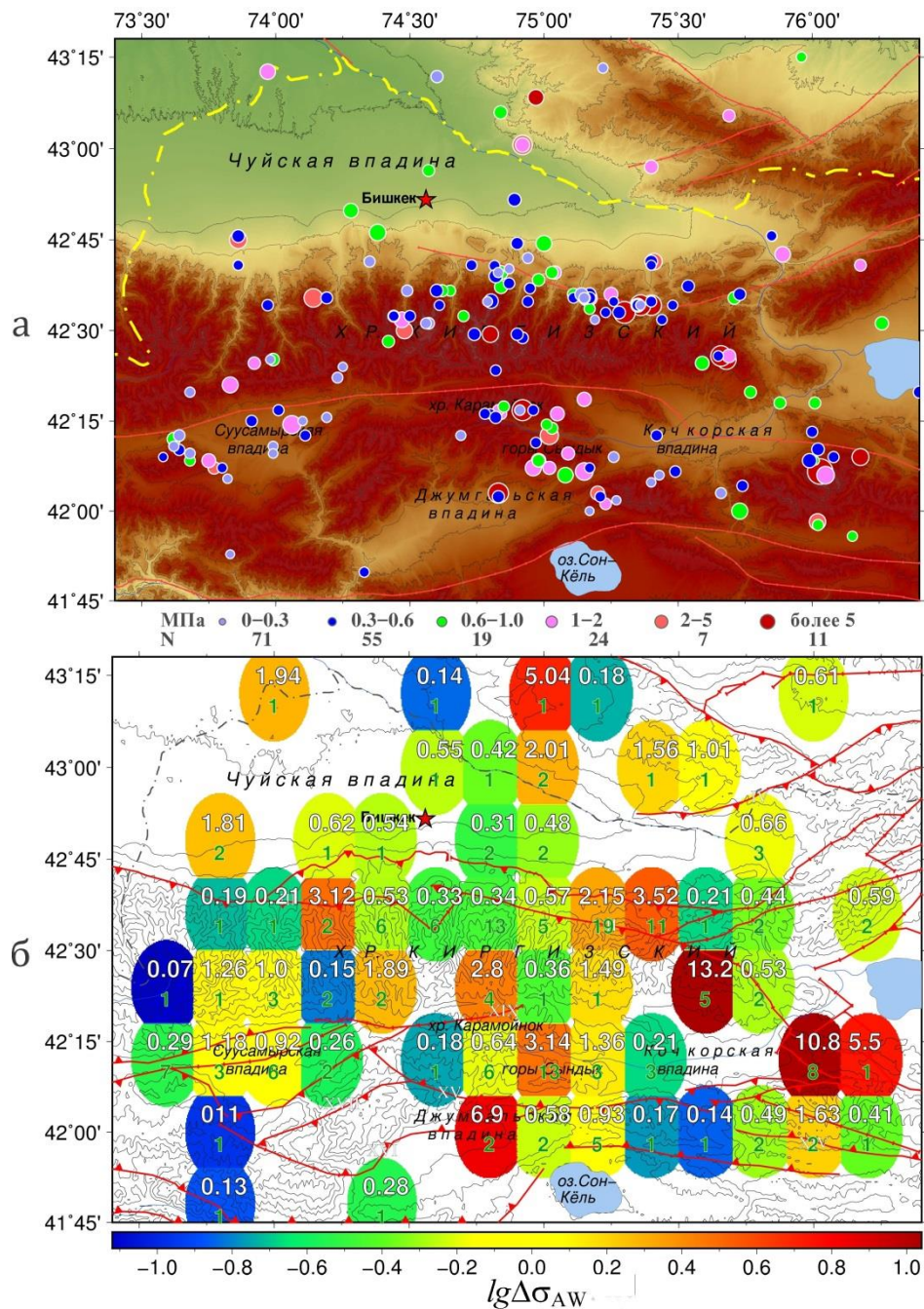


Рис. 5.2.9. а – эпицентральное положение землетрясений (187 событий), цвет кружка зависит от величины сброшенных напряжений; б – площадное распределение логарифма сброшенных напряжений, рассчитанных по выражению (5.30) Красные линии – активные разломы (по [Абдрахматов, 2016])

Площадное распределение логарифма сброшенных напряжений $\lg(\Delta\sigma_{AW}, \text{МПа})$, рассчитанное по выражению (5.30), представлено на рис. 5.2.9б. Логарифмический масштаб позволяет более ярко выделить участки с минимальным значением сброшенных напряжений. Наибольшим уровнем $\Delta\sigma_{AW}$ характеризуется область, расположенная в крайней восточной

части Киргизского хребта, где сброс напряжений составляет $\Delta\sigma_{AW} = 13.1$ МПа (5 событий), а также юго-восточная часть Кочкорской впадины (очаговая область Кочкорского землетрясения 25.12.2006, $K = 14.8$), где сброс напряжений составляет $\Delta\sigma_{AW} = 10.8$ МПа (8 событий). В северо-восточной части Джумгальской впадины сброс напряжений составляет $\Delta\sigma_{AW} = 6.9$ МПа (2 события). Значительные величины $\Delta\sigma_{AW}$ характерны для области расположения гор Карамойнок – $\Delta\sigma_{AW} = 3.1$ МПа (13 событий), а также для предгорий восточной части Киргизского хребта вдоль Исык-Атинского разлома $\Delta\sigma_{AW} = 3.5$ МПа (11 событий). В центральной части Киргизского хребта на уровне 74.2° в.д. расположена ячейка с $\Delta\sigma_{AW} = 3.1$ МПа (2 события). Для большей части рассматриваемой территории уровень сброшенных напряжений $\Delta\sigma_{AW}$ составляет $\sim 0.4-0.6$ МПа (этому соответствуют ячейки зеленого и желтого цвета).

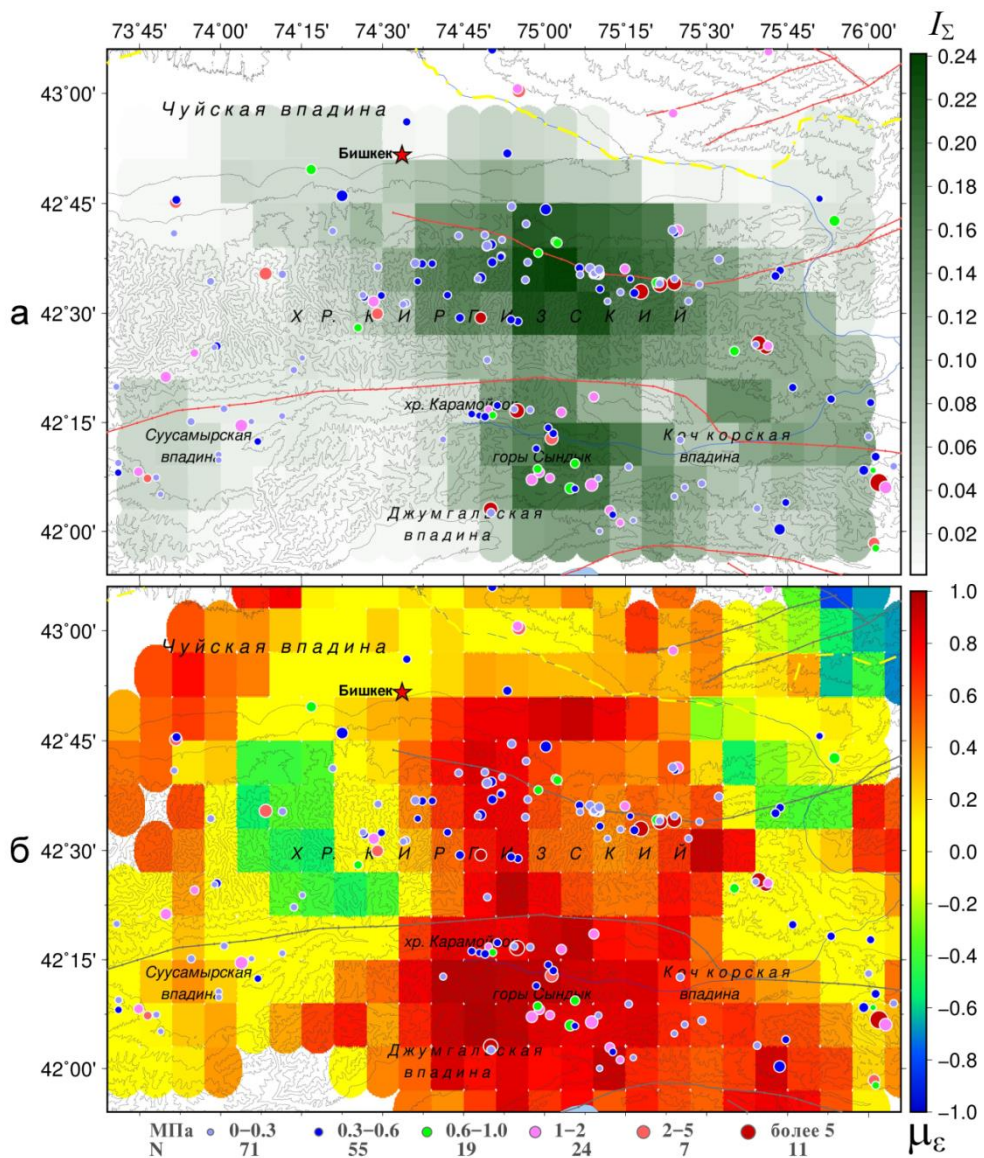


Рис. 5.2.10. Расположение исследуемых событий (цвет события зависит от уровня $\Delta\sigma$, см. легенду снизу)

рисунка) на фоне: а – поля интенсивности сейсмоструктурной деформации (насыщенность цвета квадрата соответствует значению I_{Σ} в узловой точке согласно легенде, единица измерения – 10^{-9} в год $^{-1}$);

б – распределение коэффициента Лодэ-Надаи. Звездочка – положение г. Бишкек

Сброс напряжений, интенсивность СТД и коэффициент Лодэ-Надаи. При проведении расчетов направленности и интенсивности сейсмоструктурной деформации [авт. свид-во, Сычева, 2020] исследуемая территория БГП была разделена на элементарные круговые зоны с радиусом 0.2° , с центрами в узловых точках специально выбранной сетки. Для расчета СТД в соответствии с (6.7) проводилось суммирование матриц индивидуальных механизмов m_{ij} в пределах каждой ячейки. Для той же ячейки определялась интенсивность СТД, I_{Σ} , непосредственным суммированием скалярных сейсмических моментов. Подробно методика расчета сейсмоструктурных деформаций изложена в разделе 6.1, а в разделе 6.2 анализируется интенсивность СТД. Для сравнения распределений сброшенных напряжений и интенсивности СТД априорно используем результаты из раздела 6.2 (согласно [Sycheva, Mansurov, 2017]).

Распределение интенсивности СТД I_{Σ} представлено на рис. 5.2.10а. Согласно легенде (справа, рис. 5.2.10а) темно-зеленому цвету соответствует максимум интенсивности $\sim 0.20 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$. На эту же карту вынесено расположение эпицентров землетрясений из табл. 5.2.1 с цветовой маркировкой значений сброшенных напряжений.

Большая часть событий «зеленого» и оттенков «красного цвета» (более 0.6 МПа) попали в области, которые характеризуются интенсивностью деформации больше $0.1 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$ (согласно легенде) – северные склоны восточной части Киргизского хребта, хр. Карамойнок и горы Сандык. Для сравнения величины сброшенных напряжений с распределением коэффициента Лодэ–Надаи на исследуемой территории построена совместная карта рассматриваемых параметров (рис. 5.2.10б). Сравнение указанных параметров проведено в пределах территории, для которой получено распределение коэффициента Лодэ–Надаи (см. рис. 6.1.8, раздел 6.2). Из рассматриваемых событий в выделенную область попало 176 землетрясений. Посчитано количество событий и суммарный сброс напряжений для землетрясений в областях с разным режимом деформации, который определяется величиной коэффициента Лодэ–Надаи. В табл. 5.2.3 представлены некоторые количественные характеристики сравнительного анализа.

Таблица 5.2.3. Результаты сравнения распределения величины сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ и коэффициента Лодэ–Надаи μ_{ϵ}

Показатель	Режим деформации				
	простое сжатие	преобладание простого сжатия	простой сдвиг	преобладание простого растяжения	простое растяжение

μ_ϵ	$0.6 \leq \mu_\epsilon \leq 1.0$	$0.2 < \mu_\epsilon < 0.6$	$-0.2 \leq \mu_\epsilon \leq 0.2$	$-0.6 < \mu_\epsilon < -0.2$	$-1.0 \leq \mu_\epsilon \leq -0.6$
$\Sigma \Delta \sigma$, МПа	57	57.4	71.5	5.2	0
N	65	54	50	7	0

По данным табл. 5.2.3. , 119 (~68%) землетрясений локализованы в области деформации простого сжатия и преобладания простого сжатия, суммарный сброс напряжений составил ~114 МПа. В области простого сдвига находятся 50 (28%) землетрясений и сброс напряжений составил ~71 МПа. Малочисленны землетрясения (7 событий, 4%) в области преобладания простого растяжения с суммарным сбросом напряжений ~5 МПа. В целом можно отметить преобладающее количество землетрясений в области с $\mu_\epsilon > 0.2$, соответствующей режиму деформации простого сжатия и преобладания простого сжатия.

5.3. Выводы

1. Сформирован представительный банк данных о динамических параметрах землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня.
2. Построены модельные зависимости (уравнения регрессии) динамических параметров от магнитуды M ; выявлены высокие корреляции между скалярным сейсмическим моментом M_0 и магнитудой (коэффициент корреляции больше 0.9). Полученная регрессия между M_0 и магнитудой ($R^2 = 0.82$) хорошо согласуется с известным соотношением, приведённым Ю.В. Ризниченко.
3. Зависимость сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента для землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня описывается степенной функцией $\Delta \sigma = 1.75 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{0.42}$ с показателем порядка 0.4, что указывает на отсутствие подобия очагов событий разных энергетических масштабов.
4. На территории Северного Тянь-Шаня выделены области значительного сброса напряжений. Согласно распределению параметра Лоде – Надаи, повышенный уровень сброса напряжений проявлен в областях, характеризующихся режимом деформации одноосного сжатия и преобладанием одноосного сжатия.
5. Статистические закономерности динамических параметров очагов низко- и среднемагнитудных землетрясений Северного Тянь-Шаня, выраженные через регрессии значений ДП от скалярного сейсмического момента в диапазоне магнитуд 2.7–6. Для сброшенных напряжений имеет место увеличение дисперсии для землетрясений с $M > 4.5$.

Глава 6. Исследование параметров напряженно-деформированного состояния земной коры

Для исследования параметров напряженно-деформированного состояния земной коры использовались два метода: метод сеймотектонических деформаций [Юнга, 1990; Ризниченко, 1985] и метод катакластического анализа [Ребецкий, 1999, 2007а]. Различие этих методов в формировании анализируемой выборки отмечено в разделе 1.4. Исследование сейсмологических данных методом СТД рассматривается в разделе 6.1, а метод МКА – в разделе 6.2.

6.1. Метод сеймотектонических деформаций (по Ризниченко - Юнга)

В этом разделе представлены некоторые теоретические вопросы и результаты изучения движений поверхности и деформаций земной коры на территории Северного Тянь-Шаня на основе современных подходов к анализу сеймотектонических деформаций на базе сейсмологических материалов по механизмам очагов землетрясений, которые были рассмотрены в 4-й главе. Основным фактическим материалом для настоящего исследования послужили ранее полученные данные по механизмам очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня (раздел 4.2).

6.1.1 Методические особенности анализа сеймотектонических деформаций

Основные определения. Подход к формализованному описанию совокупности разрывов в рамках теории деформаций использует ряд понятий, заимствованных из основ геомеханики [Трусделл, 1975]. Предполагается, что в определенном масштабе геоматериал может конструктивно рассматриваться в рамках модели континуума и концепции эффективной гомогенности. В пределах такого масштаба можно рациональным образом ввести определение деформации рассматриваемого макрообъема земной коры, а затем на базе конкретных сейсмологических данных оценить сеймотектоническую деформацию исследуемой области [Юнга, 1990].

Сейсмоактивная область или ее часть, в которой время от времени происходят проскальзывания по существующим или вновь образующимся разрывам, представляет собой сложную механическую систему. Рассмотрение этой системы как сплошной среды требует предварительного выбора ее масштаба и времени. При образовании разрывов существенные изменения таких параметров, как перемещения, деформации, плотность упругой энергии, происходят в окружающей разрыв области на расстояниях порядка двух-четырех длин разрыва l . Аналогично на временной шкале каждому землетрясению можно сопоставить

содержащий момент землетрясения интервал времени t , который в небольшое число раз превосходит время протекания релаксационных явлений (афтершоки и пр.). Для землетрясений определенного диапазона энергий можно считать примерно одинаковыми по порядку величин как размеры возникающих разрывов, так и длительности релаксационных явлений. Условия возможности анализа рассматриваемой области как некоторой сплошной среды равносильны требованиям

$$l \ll L, t \ll T, \quad (6.1)$$

где характерный размер L и время T соответствуют масштабам изменений макроконтинуальных переменных. В дальнейшем здесь предполагается, что рассматриваются землетрясения такого диапазона энергий и такие пространственно-временные объемы, что выполняются указанные выше условия. Иными словами, рассматриваются репрезентативные пространственно-временные объемы, содержащие достаточно большое число разрывов. Для характеристики деформированного состояния области введем в каждой ее макроточке, малая окрестность которой соответствует дифференциальному элементу объема, следующее определение тензора скорости тектонической деформации [Юнга, 1979; Лукк, Юнга, 1988; Юнга, 1990]

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \lim_{1/T \rightarrow 0} \frac{1}{T} \left\{ \lim_{1/L \rightarrow 0} \frac{1}{2} \int_S \frac{1}{V} (D_i n_j + D_j n_i) dS \right\}, \quad (6.2)$$

где D_i ($i = 1, 2, 3$) – вектор смещений точки X_i в декартовой системе координат за время T ; n_i – единичный вектор нормали к поверхности S , являющейся границей объема $V \sim L^3$.

Предельные переходы в формуле (6.2) надо понимать в том смысле, что вычисления проводятся при фиксированных значениях t , l , а посредством увеличения T и L выбирается представительный пространственно-временной объем. Такой объем содержит число включений в виде разрывов в очагах землетрясений, достаточно большое в том смысле, что обеспечивается независимость среднего значения скорости макродеформации от флуктуаций поля локальных смещений на поверхности S объема V .

Можно показать, что если вектор перемещения – дифференцируемая (векторная) функция координат и времени, то интеграл по поверхности S в формуле (6.2) преобразуется при помощи теоремы Остроградского-Гаусса в кратные интегралы по объему и времени от тензорной дивергенции скорости деформации. Таким образом, определение (6.2) является обобщением обычного среднеобъемного определения на тот случай, когда поле локальных перемещений не является дифференцируемым и локальные деформации не определены на поверхностях разрывов перемещений.

Выбрав в качестве объема куб, грани которого совпадают с координатными плоскостями, можно выразить макроскопическую скорость деформации обычным образом через пространственные производные макроскопической скорости перемещений.

В интересующем нас случае, когда внутри объема V имеются поверхности разрыва $S^{(\alpha)}$, ($\alpha = 1, 2, 3 \dots, N$), интеграл в определении (6.2) естественным образом подразделяется на две части, отвечающие непрерывной (вязкой, пластической и др.) тектонической деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{TD}$ и сейсмотектонической (хрупкой, разрывной) деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{STD}$ [Nikitin, Yunga, 1977; Юнга, 1979; Лукк, Юнга, 1988; Юнга, 1990; Lukk, Yunga et al., 1995].

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \langle \varepsilon_{ij} \rangle^{TD} + \langle \varepsilon_{ij} \rangle^{STD}, \quad (6.3)$$

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{TD} = \frac{1}{VT} \int_V \varepsilon_{ij} dV. \quad (6.4)$$

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{STD} = \frac{1}{VT} \sum_{\alpha=1}^N \int_{S^{(\alpha)}} \frac{1}{2} (d_j^{(\alpha)} n_i^{(\alpha)} + d_i^{(\alpha)} n_j^{(\alpha)}) dS \quad (6.5)$$

В выражении (6.5) d_i ($i = 1, 2, 3$) – единичный вектор вдоль направления вектора смещения d_i , индекс α указывает номер события.

В дальнейшем рассматриваем только часть, связанную с сейсмотектонической деформацией (СТД или STD). В предположении плоских поверхностей разрывов с направляющими косинусами $n_j^{(\alpha)}$ скорость СТД может быть выражена через сейсмические моменты землетрясений $M_0^{(\alpha)}$ и направляющие тензоры их механизмов $m_{ij}^{(\alpha)}$ по формуле:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{STD} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)} \quad (6.6)$$

где суммирование проводится по сейсмическим событиям, нумерованным с помощью индекса α , N – количество событий. В случае, когда период времени выражен в годах, тензор $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ также называют *среднегодовым приростом сейсмотектонической деформации* (СТД). В работах [Лукк, Юнга, 1979; Юнга, 1990] предложено аппроксимировать (6.6) следующим выражением

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \cdot \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} = I_{\Sigma} \cdot \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} \quad (6.7)$$

где введена скалярная характеристика прироста сейсмотектонической деформации, I_{Σ} , называемая *интенсивностью* СТД. В этих же работах аргументировано (на основе соображений о подобии механизмов очагов землетрясений в широком диапазоне энергий [Юнга, 2002]), что при суммировании по тензорам механизмов очагов в (6.7) может быть применена весовая

функция $w(M)$, описывающая вклад каждого события в зависимости от его магнитуды, и тензор $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$ можно выразить как произведение I_Σ на тензор усредненного механизма очагов:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = I_\Sigma \cdot \frac{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}}{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)}} \quad (6.8)$$

Выбор весовой функции рассматривается в деталях ниже.

Далее в этой главе будут рассматриваться среднегодовые приросты СТД, численно равные средним скоростям СТД. Направляющий тензор механизма $m_{ij}^{(\alpha)}$ дается выражением (6.6) и отвечает двойной паре сил без момента [Honda, 1959; Балакина, Введенская и др., 1972; Костров, 1975; Аки, Ричардс, 1983].

Используя предположение о подобии СТД на разных масштабных уровнях (подобии подвижек на реальных определениях механизма очагов землетрясений в широком диапазоне энергий; проверка проведена в ряде работ и, как известно, найдено подтверждение наличия подобия [Юнга, 2002]), это выражение можно преобразовать к форме (6.7), в которой $\langle m_{ij}^{(\alpha)} \rangle$ приобретает смысл среднего механизма [Юнга, 1990].

Каждый рассматриваемый механизм $m_{ij}^{(n)}$ характеризуется ориентировкой так называемых главных осей напряжений t , b , p . Для удобства перенесем выражение (6.6) для тензора механизма $m_{ij}^{(n)}$

$$m_{ij}^{(n)} = \frac{1}{\sqrt{2}} (t_{ij} t_{ij} - p_{ij} p_{ij}) \quad (6.9)$$

В выражении (6.9) t и p – единичные векторы, компонентами которых являются направляющие косинусы осей растяжения и сжатия индивидуального механизма землетрясения, n – порядковый номер механизма землетрясения, ($n = 1, 2, \dots, N$), N – общее число событий.

Расчет компонент единичного направляющего тензора сейсмического момента. Компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента выражаются через параметры механизма очага землетрясения следующим образом [Соболева и др., 1981]:

$$\begin{aligned} m_{xx} &= \sin^2 \varphi_T \sin^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_C \sin^2 \alpha_C \\ m_{yy} &= \sin^2 \varphi_T \cos^2 \alpha_T - \sin^2 \varphi_C \cos^2 \alpha_C \\ m_{zz} &= \cos^2 \varphi_T - \cos^2 \varphi_C \\ m_{xy} &= \sin^2 \varphi_T \sin \alpha_T \cos \alpha_T - \sin^2 \varphi_C \sin \alpha_C \cos \alpha_C \\ m_{yz} &= \sin \varphi_T \cos \alpha_T \cos \varphi_T - \sin \varphi_C \cos \alpha_C \cos \varphi_C \\ m_{zx} &= \sin \varphi_T \sin \alpha_T \cos \varphi_T - \sin \varphi_C \sin \alpha_C \cos \varphi_C, \end{aligned} \quad (6.10)$$

где φ_C и φ_T – углы с вертикалью осей сжатия (C – compression) и растяжения (T – tension), α_C и α_T – азимутальные углы осей сжатия и растяжения.

Соотношения (6.10) представляют компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента (т. е. механизм очага землетрясения) в географической системе координат XYZ , где ось X направлена на восток, ось Y по меридиану на север, ось Z – вверх, в зенит.

Коэффициент Лоде – Надаи. Согласно [Гущенко, 1975; Юнга, 1979], отдельные компоненты тензора средней сейсмодектонической деформации дают представление об изменении размеров ячейки осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по этим данным достаточно трудно представить себе деформацию элементарной ячейки в целом. Обойти эту трудность позволяет использование некоторых параметров, описывающих характер деформирования в терминах теории упругости, в частности с помощью коэффициента Лоде – Надаи. Этот коэффициент определяет вид деформации и выражается через главные значения тензора деформации $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ следующим образом [Соболева и др., 1981]:

$$\mu_\varepsilon = 2 \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} - 1. \quad (6.11)$$

При $\mu_\varepsilon = 1$ деформация имеет вид одноосного сжатия; при $\mu_\varepsilon > 0$ преобладает деформация сжатия; при $\mu_\varepsilon = -1$ деформация имеет вид одноосного растяжения; при $\mu_\varepsilon < 0$ преобладает растяжение, а при $\mu_\varepsilon = 0$ деформация имеет вид чистого сдвига. Определение главных значений тензора представляет собой классическую задачу теории упругости [Филин, 1975].

Главные значения $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ находятся из кубического уравнения

$$\varepsilon^3 - I_2(\varepsilon_{ik})\varepsilon - I_3(\varepsilon_{ik}) = 0, \quad (6.12)$$

все корни которого $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$, вещественные. Здесь $I_2(\varepsilon_{ik})$ – второй инвариант, $I_3(\varepsilon_{ik})$ – третий инвариант тензора средней сейсмодектонической деформации. Инварианты тензора выражаются через его компоненты следующим образом [Соболева и др., 1981]:

$$I_2(\varepsilon_{ik}) = \frac{1}{6} \left[(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^2 + (\varepsilon_{yy} - \varepsilon_{zz})^2 + (\varepsilon_{zz} - \varepsilon_{xx})^2 + \frac{2}{3} (\varepsilon_{xx}^2 + \varepsilon_{yy}^2 + \varepsilon_{zz}^2) \right] \quad (6.13)$$

$$I_3(\varepsilon_{ik}) = \varepsilon_{xx}\varepsilon_{yy}\varepsilon_{zz} + \frac{1}{4}\varepsilon_{xy}\varepsilon_{yz}\varepsilon_{zx} - \varepsilon_{xx}\frac{1}{4}\varepsilon_{yz}^2 - \varepsilon_{yy}\frac{1}{4}\varepsilon_{zx}^2 - \varepsilon_{zz}\frac{1}{4}\varepsilon_{xy}^2. \quad (6.14)$$

Ориентировку в пространстве тензора, записанного в главных значениях, задают собственные векторы, вычисленные для соответствующих главных (собственных) значений тензора. Компоненты собственных векторов X, Y, Z вычисляются из следующей системы уравнений [Соболева и др., 1981]:

$$\begin{cases} (\varepsilon_{xx} - \varepsilon)X - \frac{1}{2}\varepsilon_{xy}Y + \frac{1}{2}\varepsilon_{zx}Z = 0 \\ \frac{1}{2}\varepsilon_{xy}X + (\varepsilon_{yy} - \varepsilon)Y + \frac{1}{2}\varepsilon_{yz}Z = 0 \\ X^2 + Y^2 + Z^2 = 1 \end{cases} \quad (6.15)$$

Перейдем от компонент собственных векторов к углам, определяющим их положение в пространстве – азимуту в горизонтальной плоскости β и углу погружения φ :

$$\beta = \left| \arctg \frac{X}{Y} \right|; \varphi = \arccos Z \quad (6.16)$$

Интенсивность сдвиговых деформаций можно оценить, также используя хорошо известную в теории упругости величину

$$\gamma_i = 2\sqrt{(\varepsilon_1\varepsilon_2 + \varepsilon_1\varepsilon_3 + \varepsilon_2\varepsilon_3)} = 2\sqrt{I_2(\varepsilon_{ik})}, \quad (6.17)$$

где величина под корнем представляет собой второй инвариант тензора, записанный иначе формулой (6.16). Рассчитанная без учета весов землетрясений разной величины, γ_i характеризует степень однообразия ориентировки механизмов очагов землетрясений, или «интенсивность» среднего механизма.

В работе [Юнга, 1990] отмечено, что «отражение коэффициентом Лоде – Надаи характера распределения совокупности механизмов по отношению к среднему можно пояснить на таких специальных примерах. В случае, когда рассеяние осей t вокруг их среднего положения, определяемого осью T , существенно меньше (больше) рассеяния осей p вокруг оси P , коэффициент Лоде – Надаи $\mu_\varepsilon = -1$ ($\mu_\varepsilon = +1$) и имеет место процесс деформирования типа одноосного растяжения (сжатия). При таком деформировании вдоль определенного осью T (осью P) направления происходит максимальная по величине деформация, а по любому направлению, ортогональному указанному, деформация вдвое меньше по величине и имеет другой знак. В другом случае, при котором распределение осей $\{t\}$ относительно главных осей среднего механизма (T, B, P) в точности такое же, как и распределение осей $\{p\}$ относительно осей (P, B, T), коэффициент Лоде – Надаи $\mu_\varepsilon = 0$ и реализуется процесс деформирования типа чистого сдвига. Таким образом, коэффициент Лоде – Надаи позволяет количественно выразить распространенные качественные представления о связи с вида деформации с характером распределения осей и по отношению к их средним положениям».

Статистические аспекты анализа расчетов СТД. Реализация указанного подхода позволяет статистически оценить меру средней упорядоченности совокупности разрывных деформаций. В качестве такой меры вычисляется следующий параметр

$$K = \sqrt{\langle \langle m_{ij} \rangle : \langle m_{ij} \rangle \rangle}, \quad (6.18)$$

где повторяющиеся латинские индексы означают суммирование. Заметим, что K изменяется в диапазоне от 0 до 1, так что значение 0 отвечает полной разупорядоченности рассматриваемой совокупности матриц, а другое крайнее значение 1 отвечает их полной тождественности. Для оценки соответствия индивидуальной матрицы m_{ij} полученному среднему значению $\langle m_{ij} \rangle$ удобно ввести коэффициент соответствия, который определяется скалярным произведением сравниваемых тензоров

$$K^{(n)} = \frac{\langle m_{ij} \rangle : m_{ij}}{\langle m_{ij} \rangle : \langle m_{ij} \rangle} \quad (6.19)$$

Область значений величины $K^{(n)}$ соответствует отрезку $[-1,1]$. При больших положительных значениях $K^{(n)}$ индивидуальная матрица соответствует среднему механизму, а при отрицательных значениях $K^{(n)}$ такое соответствие отсутствует. Нетрудно убедиться, что среднее арифметическое индивидуальных коэффициентов соответствия отвечает именно введенному выше коэффициенту K :

$$K = \frac{1}{N} \sum_i^n K_i \quad (6.20)$$

Можно также показать, что коэффициент K отвечает за дисперсию отклонений индивидуальных матриц по отношению к нормированной средней.

Как и в случае статистики угловых измерений [Мардиа, 1978], характеристика рассеяния Γ – аналог выборочной дисперсии определяется с помощью выражения $\Gamma = 1 - K$

Параметр K (т. е. интенсивность результирующей матрицы) выступает в качестве основной статистики при оценивании сумм единичных по интенсивности матриц. Рассчитанная методом Монте-Карло таблица для анализа результатов на неслучайность в достаточно полном объеме приведена в [Юнга, 1990].

Ниже в табл. 6.1.1 приведены отдельные характерные значения этой статистики. Этой информации в целом достаточно, чтобы убедиться в неслучайности результатов, которая практически всегда имеет место в реальных расчетах.

Поясним способ использования табл. 6.1.1. Пусть, например, в расчет было вовлечено 35 механизмов и значение K оказалось равно 0.23. Тогда на 90%-м доверительном уровне можно считать выборку неслучайной (поскольку $0.23 > 0.225$). В то же время на уровне 95% выборку нельзя отличить от случайной, поскольку соответствующее критическое значение оказалось превышено.

Таблица 6.1.1. Мода M и критические значения параметра K , соответствующие разным кумулятивным вероятностям для выборки объема (N)

N	5	7	10	15	20	35	55	100	300	700
M	0.400	0.347	0.284	0.230	0.199	0.161	0.114	0.088	0.042	0.031
K (90%)	0.597	0.507	0.424	0.348	0.299	0.225	0.182	0.135	0.076	0.050
K (95%)	0.645	0.551	0.463	0.377	0.327	0.247	0.199	0.147	0.087	0.053

Другое использование табл. 6.1.1 может заключаться в возможности выбора минимального числа событий, вовлекаемых в статистическую обработку. Дело в том, что разупорядоченность сеймотектонического процесса в том или ином регионе, отраженная параметром K , является не только статистическим параметром, но и *несет соответствующую важную тектонофизическую информацию*. Гипотетически, для каждой данной тектонически однородной субпровинции рассчитанный параметр K является ее устойчивой характеристикой. Практика расчетов в целом подтверждает эту гипотезу [Лукк, Юнга, 1988; Юнга, 1996; Рогожин и др., 2000]. Поясним процедуру определения представительности выборки опять же на простом примере. Пусть в некоторой гипотетической субпровинции получено значение $K = 0.33$. Тогда в соответствии с табл. 6.1.1 получаем, что для статистически неслучайного на уровне 0.95 результата в каждой выборке должно быть не менее 15 фокальных механизмов. Вместе с тем, как нам представляется, гипотеза об определенной устойчивости статистики K нуждается каждый раз в проверке.

Выбор весовой функции в процедуре усреднения. При использовании значения сейсмического момента в качестве весового коэффициента процедура определения среднего механизма очага становится в вычислительном смысле неустойчивой [Юнга, 1990]. Вместе с тем гипотеза о подобии сеймотектонического деформационного процесса в достаточно широком диапазоне магнитуд позволяет формально использовать любую произвольно выбранную весовую функцию, обеспечивающую устойчивость результатов расчетов. Интуитивно представляется, что более сильным землетрясениям следует придавать больший вес. Это согласуется с практикой сейсмологических исследований, когда описанию отдельных сильнейших землетрясений посвящены многочисленные статьи и монографии [Асмус и др., 1992; Балакина и др., 1996; Рогожин, Юнга, 1997; Рогожин и др., 2000]. Однако практически полностью отсутствуют работы, прямо затрагивающие вопрос выбора весовой функции. Подход, предложенный С.Л. Юнга, для расчета весовой функции подробно представлен в работе [Юнга, 2002; Сычева и др., 2020]. На основе этого подхода в работе [Юнга, 2002] в результате анализа мировых данных по фокальным механизмам была получена функция вида:

$w = (M+6)/14.5$, где M – магнитуда землетрясения. Используя этот подход на основе анализа фокальных механизмов землетрясений Северного Тянь-Шаня, была получена региональная весовая функция [Сычева, 2005], которая в процессе накопления данных в дальнейшем уточнялась [Sycheva, Mansurov, 2017; Сычева и др., 2020].

Параметризация тензоров сеймотектонических деформаций, сейсмического момента и напряжений. Этот раздел подробно представлен в работах [Юнга, 2002; Сычева и др., 2020]. В частности, в работах указано, что тензор можно разложить на два тензора таким образом, что один может описывать «обобщенно-плоское» напряженное состояние слоя, перпендикулярного данной оси, другой соответственно дает перерезывающие касательные напряжения в слое и сдвиговые напряжения, отвечающие усилию в плоскости слоя. В результате из этих тензоров определяются следующие углы ρ , ω , φ и Ψ .

Установление в книге [Юнга, 1990] взаимно однозначного соответствия между множеством тензоров сейсмических моментов и трехмерной поверхностью сферы в 4D-пространстве, открывает возможности эффективно использовать при изучении механизмов очагов развитие в теории классификации классические подходы, а также обеспечивает оптимальное графическое отображение как исходных данных, так и результатов расчетов. На основе этого соответствия Юнга С.Л. предложил схему для классификации режимов сеймотектонической деформации (рис. 6.1.1), в которой выделяется 11 режимов.

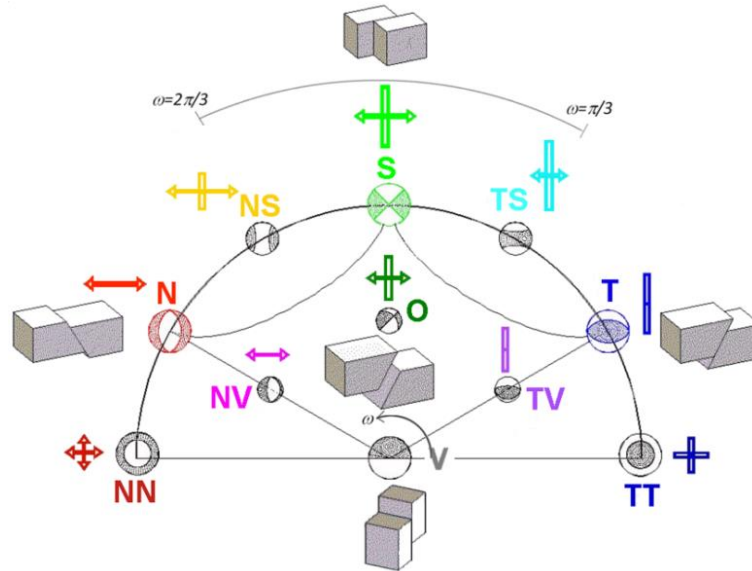


Рис. 6.1.1. Классификации режимов сеймотектонической деформации [Юнга, 1997]. Дугой обозначен интервал значений угла ω для, соответствующий наиболее вероятным видам напряженного состояния в условиях земной коры Северного Тянь-Шаня

В первую очередь учитываются четыре основных режима: горизонтального сжатия T (обозначение T введено по структурно-геологическому признаку горизонтального сжатия - взбросу, *Thrust fault* на английском), горизонтального растяжения N (от англ. *Normal fault*),

горизонтального сдвига S (от англ. *Strike-slip fault*), перерезывающего или вертикального взреза/среза V (от англ. *Vertical fault*). Два режима могут характеризоваться как предельные: двустороннего сжатия TT (формируется как бы двумя разрывами типа взбросов – *Thrust fault*) или растяжения NN (формируется как бы двумя разрывами типа сбросов – *Normal fault*). Одна деформационная обстановка, отвечающая режиму косого сдвига O (от англ. *Oblique fault*), может рассматриваться как переходная от вертикального режима к сдвигу и в некотором роде является нейтральной, поскольку в равной степени отстоит от четырех основных режимов.

Наконец, выделяются четыре других переходных режима: два переходных от вертикального режима к обстановке сжатия TV или растяжению NV (от англ. *undertensional*) и два переходных режима от сдвига к сжатию ST (в английской терминологии – *transpressional*) или растяжению SN (в английской терминологии – *transtensional*). Здесь основные режимы выделены одним символом, предельные – двумя повторяющимися, и переходные – двумя неповторяющимися.

Режим СТД обозначается значком, представляющим геометрические фигуры: прямоугольник с перпендикулярными к нему стрелками из его центра. Направление прямоугольника и стрелок на горизонтальной поверхности позволяет судить соответственно об азимутальном направлении осей укорочения и удлинения (азимут ноль градусов – направление на север). Цвет фигуры определяет режим деформации, а длина прямоугольника и стрелок отражает величину компоненты СТД (собственное значение) вдоль соответствующей главной оси.

Разбиение на элементарные ячейки. При проведении расчетов направленности сейсмотектонической деформации посредством осреднения исходных данных область земной коры подразделяется на элементарные объемы с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки или в произвольно выбранных точках концентрации сейсмических событий. В качестве подготовительной операции необходимо провести покрытие территории исследуемого региона набором узловых точек. Расчет СТД выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой ячейки. Нижний предел глубины исследуемого слоя зависит от величины сейсмоактивного слоя. Согласно [Юдахин, 1983], землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются не ниже 30 км, поэтому в качестве нижнего предела рассматриваем глубину до 30 км.

Расчет направленности и вида сейсмотектонической деформации по Юнга. Полученные средние матрицы подвергаются анализу на собственные значения, определяются им отвечающие ориентации главных осей максимального укорочения и удлинения для полной

матрицы и для ее составляющих, отвечающих обобщенно-плоским и перерезывающим деформациям сейсмоактивного слоя земной коры.

Для каждой рассчитанной средней матрицы определяются указанным выше способом четыре независимых угловых параметра ρ , ω , φ , Ψ , но для задачи классификации достаточно использовать только ω и ρ (см. схему на рис. 6.1.1, табл. 6.1.2).

Таблица 6.1.2. Параметры режимов сеймотектонической деформации

Режим	TT^*	T^*	TS	S	NS	N	NN	TV	O	NV	V
Файлы– p	$OP-p$	$_P-p$	$_tP-p$	$_S-p$	$tT-p$	$_T-p$	$oT-p$	$uP-p$	$_O-p$	$uT-p$	$_V-p$
Файлы– t	$OP-t$	$_P-t$	$_tP-t$	$_S-t$	$tT-t$	$_T-t$	$oT-t$	$uP-t$	$_O-t$	$uT-t$	$_V-t$
ω , град	0.	30	60	90	120	150	180	30	90	150	0
ρ , град	0	0	0	0	0	0	0	45	45	45	90

Далее для каждого режима рассчитывается свой единичный радиус-вектор. По параметрам ω , ρ также определяется свой единичный радиус-вектор, отвечающий средней матрице. Выбор режима, очевидно, отвечает максимуму из множества одиннадцати скалярных произведений указанных векторов [Юнга, 1997].

6.1.2. Расчет сеймотектонических деформаций земной коры Северного Тянь-Шаня

Исследованию СТД Северного Тянь-Шаня посвящены работы [Сычева и др., 2005, Sycheva, Mansurov, 2017, Сычева и др., 2020]. Расчет СТД выполнялся на основе авторской программы [авт. свид., Сычев, Сычева, 2016]. Накопление массива данных по фокальным механизмам позволяет обновлять расчеты СТД, а также весовой функции для территории Северного Тянь-Шаня.

Исходные данные и методика. В основу исследования легли фокальные механизмы очагов 1770 землетрясений, которые произошли внутри территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET за 1994–2021 годы. Решения механизмов очагов получены на основе знаков прихода P -волн и собраны в каталог фокальных механизмов. Статистические характеристики этого каталога были описаны в главе 4, в частности, там было отмечено, что основную часть каталога составляют сейсмические события, произошедшие за 1999–2021 гг. С 1994 по 1998 гг. каталог включает 40 землетрясений.

Расчет весовой функции для территории Северного Тянь-Шаня. Для территории Северного Тянь-Шаня весовая функция была получена в работе [Сычева, 2005] на основе 870 слабых землетрясений. Уточнение функции было выполнено в работе [Sycheva, Mansurov, 2017] на основе анализа 1287 фокальных механизмов очагов землетрясений, произошедших в период 1994–2015 гг.

На рис. 6.1.2а представлен график повторяемости каталога фокальных механизмов (глава 4), построенный с шагом усреднения 0.5 класса.

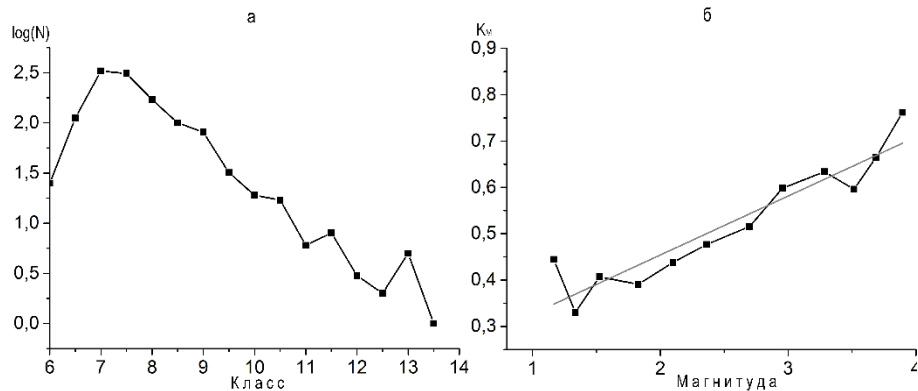


Рис. 6.1.2. График повторяемости землетрясений каталога фокальных механизмов (а) и зависимости параметра K_M от магнитуды M (б) (по [Сычева, 2017])

Согласно графику повторяемости, представительной является выборка событий с $7 \leq K \leq 11$, что соответствует событиям $1.6 \leq M \leq 3.8$ [Ризниченко, 1985]. Этот интервал магнитуд был рассмотрен для зависимости K_M от магнитуды. Для ее определения были выполнены следующие расчеты. В каждой узловой точке были рассчитаны матрицы среднего механизма, при этом участвовали все события, которые попадали в область с радиусом 0.35° вокруг нее. Далее рассчитывались интенсивность результирующей матрицы K и коэффициенты соответствия (6.19) каждого события полученной интенсивности. Группирование этих коэффициентов по магнитудным интервалам позволило получить среднее значение K_M для всех рассматриваемых интервалов. Результирующая зависимость K_M от магнитуды, представленная на рис. 6.1.2б, была описана линейной моделью $y(x) = 0.199 + 0.127x$, что позволило определить точку ее пересечения с осью магнитуд $M_c = -1.57$.

В формуле вычисления весового коэффициента необходимо знать M_{\max} , которая может быть определена из исследуемого каталога, но для нашего случая (данные сети KNET) в качестве M_{\max} была принята магнитуда Суусамырского землетрясения (19.08.1992, $M = 7.3$). При этом выражение для вычисления весового коэффициента принимает форму: $w = (M + 1.57)/(7.3 + 1.57) = 0.11 \cdot (M + 1.57)$. Согласно этой формуле, события с магнитудой $M = -1.57$ имеют нулевой вес, и при $M = 7.3$ вес принимает значение, равное единице. Весовая функция, определенная ранее (870 событий), соответствовала выражению $w = (M - 0.5)/(7.3 - 0.5) = 0.147(M - 0.5)$ [Сычева, 2005].

Такие методические вопросы, как разбиение территории на элементарные ячейки, влияние радиуса исследуемого объема, а также весовой функции на расчеты СТД, подробно описаны в работе [Сычева и др., 2020]. Увеличение радиуса исследуемого объема приводит к сглаживанию результатов расчета. Для отражения локальных особенностей рекомендовано

рассматривать области с меньшим радиусом. Применение различных весовых функций, полученных в работах [Юнга, 2002; Сычева, 2005; Sycheva, Mansurov, 2017], показало устойчивость результатов расчета.

Компоненты тензора деформации. На рис. 6.1.3 представлены карты СТД полученные для двух вариантов расчета. В первом случае рассматриваются круговые области с $R = 0.35^\circ$, центр которых расположен в узловых точках, выбранных в местах концентрации землетрясений (50 точек); во втором случае – круговые области с $R = 0.2^\circ$, центр которых расположен в узлах сетки с шагом 0.1° . В табл. 6.1.3 представлены координаты узловых точек (50 точек, рис. 6.1.3а), количество событий, попавших в исследуемый объем, значения горизонтальных и вертикальных компонент усредненных тензоров деформации.

Таблица 6.1.3. Координаты узловых точек, количество событий и значения компонент усредненных тензоров деформации, рассчитанных для $R = 0.35^\circ$ и $w = 0.11 \cdot (M + 1.57)$

№	$\varphi, ^\circ$ с.ш	$\lambda, ^\circ$ в.д	N	ZZ	ZY	ZX	YY	YX	XX
1	42.70	73.80	55	0.14340	0.09640	-0.08398	-0.51630	0.52016	0.37289
2	42.49	73.80	132	0.06243	-0.08031	0.08997	-0.43109	0.56801	0.36866
3	42.19	73.80	134	0.01092	-0.19350	0.17522	-0.44226	0.49089	0.43135
4	42.10	73.91	137	-0.01566	-0.17604	0.17937	-0.39168	0.52635	0.40734
5	42.80	74.00	117	-0.06261	-0.00703	-0.03699	-0.60648	0.29813	0.66908
6	42.20	74.01	179	0.03472	-0.13606	0.11579	-0.34614	0.59923	0.31143
7	42.31	74.01	226	-0.06449	-0.09869	0.09893	-0.32133	0.59358	0.38582
8	42.50	74.01	278	-0.08795	-0.10372	0.01330	-0.33305	0.58405	0.42101
9	42.80	74.20	255	0.01755	-0.12897	-0.01406	-0.63269	0.30606	0.61513
10	42.30	74.20	332	-0.10545	-0.10641	0.01283	-0.35949	0.55701	0.46494
11	42.20	74.21	218	0.01924	-0.10423	0.07740	-0.40065	0.57442	0.38141
12	42.60	74.21	461	0.01400	-0.11387	0.02811	-0.56885	0.41281	0.55486
13	42.10	74.39	159	0.19989	-0.06245	-0.00961	-0.52207	0.53652	0.32219
14	42.50	74.40	574	0.09915	-0.09871	0.01053	-0.63565	0.37320	0.53651
15	42.81	74.40	446	0.08152	-0.10505	0.02232	-0.67664	0.28132	0.59512
16	42.29	74.40	430	0.04923	-0.10944	0.00029	-0.56003	0.44670	0.51079
17	42.69	74.40	562	0.12833	-0.08565	0.00304	-0.67752	0.32264	0.54919
18	42.90	74.50	342	0.19805	-0.08269	0.04148	-0.73890	0.22932	0.54085
19	42.59	74.60	668	0.21016	-0.10229	0.01177	-0.73061	0.25492	0.52045
20	42.49	74.60	719	0.23221	-0.10320	0.01825	-0.72212	0.28517	0.48991
21	42.20	74.80	344	0.36574	-0.08871	-0.01326	-0.74326	0.27855	0.37752
22	42.49	74.81	835	0.35302	-0.09514	0.03685	-0.76647	0.21924	0.41346
23	42.60	74.81	834	0.34460	-0.09780	0.02992	-0.76648	0.21777	0.42189
24	42.90	74.81	404	0.30480	-0.10659	0.02959	-0.77224	0.18407	0.46744
25	42.10	74.81	282	0.39296	-0.11243	-0.00549	-0.74476	0.26628	0.35180
26	42.80	74.94	589	0.42063	-0.08382	0.03740	-0.79292	0.13946	0.37229
27	42.60	74.96	779	0.40790	-0.08519	0.02396	-0.78404	0.17573	0.37614
28	42.50	74.97	834	0.41601	-0.08851	0.02802	-0.78713	0.16185	0.37112
29	42.20	75.00	379	0.36908	-0.09932	0.02325	-0.73134	0.29738	0.36227
30	42.11	75.01	346	0.37744	-0.11403	0.02731	-0.73611	0.28245	0.35866

№	$\varphi, ^\circ \text{с.ш}$	$\lambda, ^\circ \text{в.д}$	N	ZZ	ZY	ZX	YY	YX	XX
31	42.10	75.19	352	0.37228	-0.14324	0.06180	-0.71622	0.30123	0.34394
32	42.51	75.20	658	0.47760	-0.06336	0.01170	-0.78869	0.14965	0.31109
33	42.20	75.20	407	0.35841	-0.13985	0.05208	-0.72145	0.29556	0.36304
34	42.85	75.26	415	0.50147	-0.07809	-0.00246	-0.79550	0.09230	0.29403
35	42.44	75.40	551	0.41624	-0.08511	0.00883	-0.79661	0.12814	0.38036
36	42.09	75.41	275	0.32892	-0.17588	0.04362	-0.69561	0.32235	0.36669
37	42.19	75.41	346	0.26893	-0.16078	0.04378	-0.70625	0.30175	0.43732
38	42.60	75.41	491	0.44309	-0.08519	0.02493	-0.80257	0.08532	0.35948
39	42.90	75.51	182	0.04175	-0.09455	-0.15653	-0.68581	0.15205	0.64406
40	42.52	75.60	452	0.34545	-0.09456	-0.05959	-0.78661	0.14545	0.44116
41	42.61	75.60	422	0.34243	-0.08487	-0.03739	-0.79385	0.12560	0.45143
42	42.72	75.60	367	0.31808	-0.07209	-0.03153	-0.79756	0.10111	0.47948
43	42.10	75.60	276	0.22071	-0.18412	0.07946	-0.63172	0.38914	0.41101
44	42.00	75.61	181	0.21474	-0.19829	0.13048	-0.60888	0.39694	0.39413
45	42.39	75.61	419	0.28922	-0.12752	-0.00941	-0.75495	0.21999	0.46573
46	42.51	75.80	274	0.06672	-0.13308	-0.10020	-0.69433	0.17896	0.62761
47	42.30	75.80	228	0.13441	-0.17490	0.05978	-0.62959	0.36879	0.49518
48	42.10	75.80	192	0.11811	-0.23053	0.08606	-0.56482	0.41616	0.44671
49	42.89	75.80	126	-0.39500	-0.18341	-0.10223	-0.38290	0.04504	0.77790
50	42.62	75.75	291	0.11889	-0.10556	-0.09353	-0.72190	0.17509	0.60302

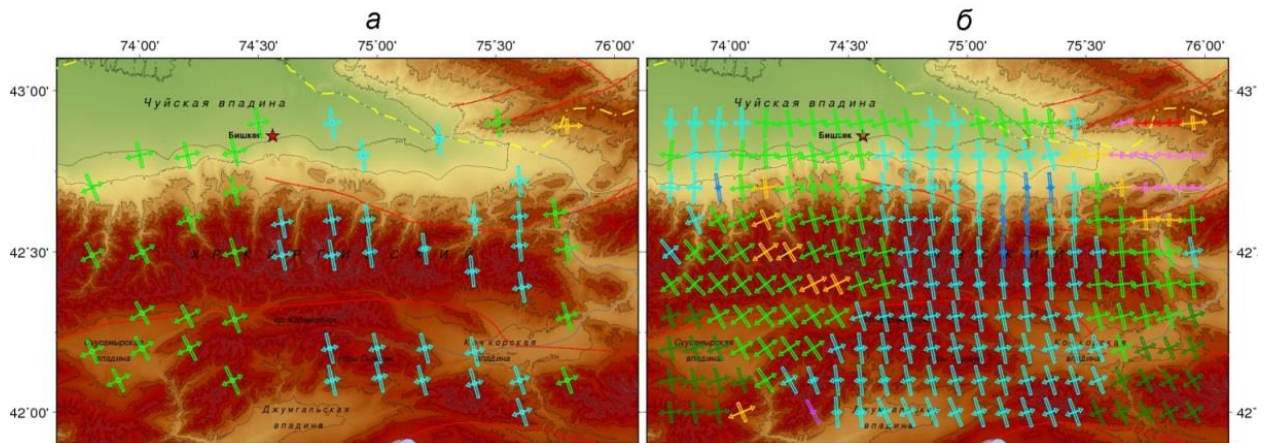


Рис. 6.1.3. Карта СТД, рассчитанная по 50 узловым точкам, расположенных в местах концентрации землетрясений, радиус рассматриваемой области $R=0.35^\circ$ (а) и по узловым точкам сетки с шагом 0.1° и $R=0.2^\circ$ (б)

Распределение значений главных компонент (XX, YY и ZZ) усредненного тензора деформации для двух вариантов расчета представлено на рис. 6.1.4. В первом случае (рис. 6.1.4А) редкое расположение узловых точек и осреднение, выполненное с радиусом $R \sim 35$ км отражает региональный характер изменения рассматриваемых параметров. Во втором случае (рис. 6.1.4Б) частое расположение узловых точек и радиус осреднения ~ 20 км позволяют отметить локальные особенности распределения рассматриваемых компонент.

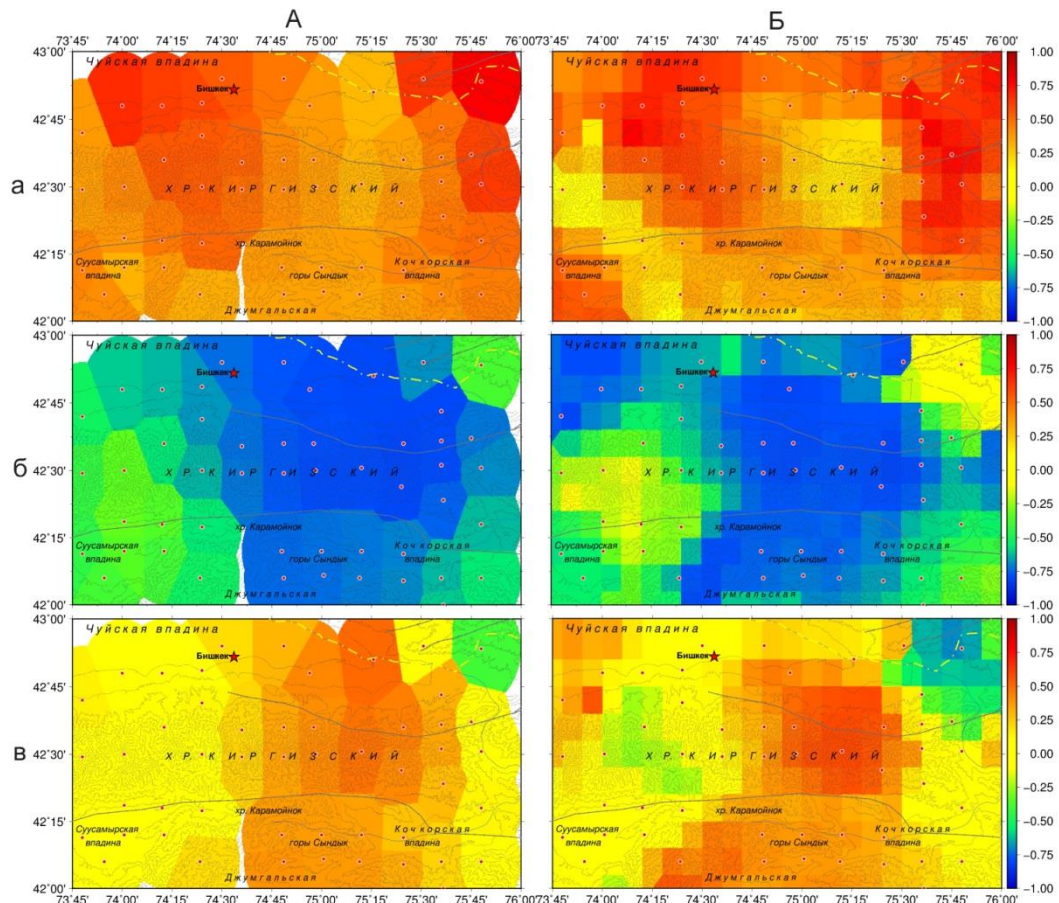


Рис. 6.1.4. Распределение главных компонент тензора деформации рассчитанного по 50 узловым точкам (табл. 6.1.3), расположенных в местах концентрации землетрясений с $R=0.35^\circ$ (А) и по узловым точкам сетки с шагом 0.1° (Б) и $R=0.2^\circ$: а – XX; б – YY; в – ZZ

Рассмотрение изменения компонент усредненных тензоров деформации (только кинематическая составляющая) невозможно без оценки интенсивности сеймотектонической деформации (численное значение) [Сычева, 2017; Сычева и др., 2009]. Для ее расчета использовался каталог землетрясений, полученный по данным сети KNET. Рассматривались землетрясения, произошедшие с 1999 по 2021 год, так как каталог фокальных механизмов включает в себя события, произошедшие с 1999 по 2021 гг. (см. раздел 4.2). При расчете интенсивности СТД рассматриваются землетрясения, лежащие на линейной части графика повторяемости $K = 7.2-11.5$ (см. раздел 2.4).

Среднегодовая скорость сеймотектонической деформации или интенсивность СТД, I_{Σ} . Величина I_{Σ} может быть вычислена по формуле (6.7) при суммировании скалярных сейсмических моментов M_0 для событий, произошедших в течение времени T , гипоцентры которых, попадают в исследуемый объем среды, V . С учетом соотношения (6.7), связывающего сейсмические моменты $(M_0)_\alpha$, $\alpha = 1, 2, \dots, N$, с магнитудами соответствующих землетрясений M_α , выражение для расчета интенсивности СТД (6.7) можно переписать в форме

$$I_{\Sigma} = \frac{2.51 \cdot 10^8}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{\alpha} = \frac{2.51 \cdot 10^8}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N (M^{1.6})_{\alpha} \quad (6.21)$$

При расчетах с использованием этой формулы модуль сдвига принимался $G = 3 \cdot 10^{10}$ Н/м² [Ризниченко, 1976].

Распределение интенсивности СТД и главных компонент тензоров деформации (XX , YY , ZZ), рассчитанных по узловым точкам сетки с шагом 0.1° и $R = 0.2^{\circ}$, умноженные на интенсивность деформации, представлены на рис. 6.1.5.

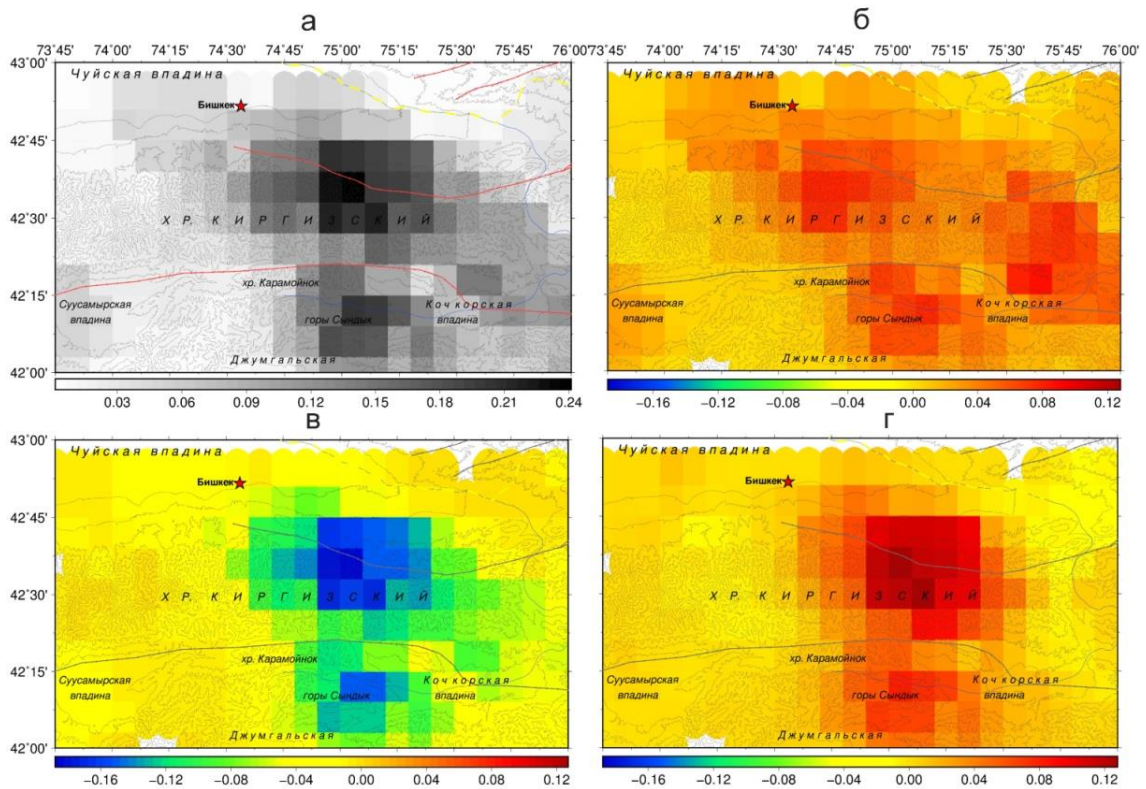


Рис. 6.1.5. Распределение интенсивности СТД (*а*) и произведения главных компонент тензора деформации на интенсивность, рассчитанных для узлов, расположенных по сетке с шагом 0.1° с радиусом осреднения $R=0.2^{\circ}$: *б* – XX ; *в* – YY ; *г* – ZZ . Единица измерения – 10^{-9} год⁻¹.

Максимальный уровень интенсивности СТД проявляется в восточной части Киргизского хребта ($0.22 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹) и горе Сандык ($0.2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹) (рис. 6.1.5а). Горизонтальная компонента XX имеет положительные значения (рис. 6.1.5б), а YY – отрицательные (рис. 6.1.5в), что означает удлинение в направлении запад–восток и укорочение в направлении север–юг земной коры исследуемой территории. Максимальное удлинение характерно для центральной и восточной окраины Киргизского хребта, северо-восточной части Кочкорской впадины и области, расположенной южнее Киргизского хребта, включающую горы Сандык и Карамойнок. Максимальное укорочение проявляется на территории Киргизского хребта восточнее 75° в.д. и в горах Сандык. Вертикальная компонента ZZ (рис. 6.1.5г), за исключением нескольких узловых точек, имеет положительные значения, что указывает в целом на воздымание исследуемой

территории. Области максимального поднятия совпадают с зонами максимального укорочения. Отрицательные значения вертикальной компоненты определены для узловых точек, расположенных в Суусамырской впадине и западной части Чуйской впадины. Это, прежде всего, отвечает уменьшению толщины коры и уже во вторую очередь может показывать ее опускание (рис. 6.1.5г). По распределениям компонент усредненных тензоров деформации, представленных на рис. 6.1.5, можно отметить зоны максимальных и минимальных значений компонент тензора деформации, однако их картирование не позволяет оценить деформационный режим в целом. Возможно их одновременное рассмотрение, но это не вполне удобно для использования специалистами других областей – геодезии, геофизики и геологии.

Карты СТД, построенные на основе классификации режимов СТД, позволяют наиболее однозначно оценить тип деформационного режима.

Карта СТД. На рис. 6.1.6 представлена карта СТД, рассчитанная по узловым точкам сетки с шагом 0.1° и радиусом осреднения $R = 0.2^\circ$ на фоне распределения интенсивности СТД.

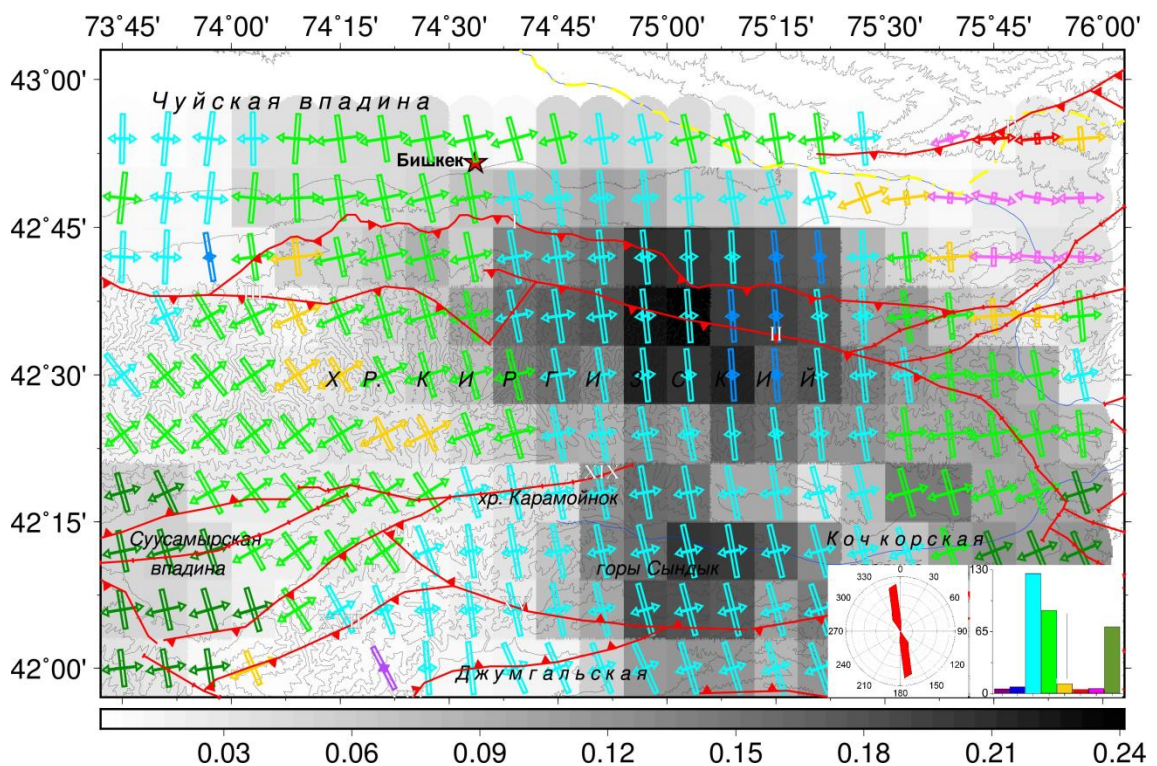


Рис. 6.1.6. Карта СТД. Шаг сетки 0.1° и радиус осреднения $R = 0.2^\circ$. Красные линии – активные разломы Северного Тянь-Шаня по [Абдрахматов, 2016]. Фоном представлена интенсивность СТД, единица измерения – 10^{-9} год $^{-1}$.

Согласно схеме классификации (см. рис. 6.1.1), для исследуемой территории преобладающими являются два режима деформации: горизонтальный сдвиг (зеленый цвет) и режим транспрессии (бирюзовый). Наряду с этими режимами наблюдается несколько точек с режимами деформации сжатие, растяжение, транстенсии, а также косоуго сдвига. Количественная оценка каждого из режимов представлена на гистограмме в правом нижнем

углу карты СТД. Режим горизонтального сдвига проявляется в западной части исследуемой территории (восточные и северные окраины Суусамырской впадины, западная часть Киргизского хребта и Чуйской впадины) и в крайней восточной субмеридионально расположенной полосе (юго-восточная часть Кочкорской впадины и восточная концевая часть Киргизского хребта). Между двумя этими областями проявляется режим транспрессии (центральная и восточная части Киргизского хребта, Джумгал-Тоо, горы Сандык и Карамойнок). Область с режимом деформации транспрессии совпадает с областью, которая характеризуется повышенными значениями распределения среднегодовой интенсивности СТД. В предгорьях восточной части Киргизского хребта (75.25° в.д.) вблизи Иссык-Атинского разлома расположена небольшая область, на которой проявляется режим сжатия. На восточной окраине Чуйской впадины проявляются режимы растяжения и транстенсии. Еще одна область, характеризующаяся деформацией транстенсии, расположена в западной части Киргизского хребта. Направление осей укорочения разворачивается от северо-западных румбов в западной части к субмеридианальному в восточной части рассматриваемой территории. Диаграмма азимутов осей укорочения представлена на карте СТД в правом нижнем углу. Ось укорочения меняет свое направление от 330° до $\sim 360^\circ$. Выделяется генеральное направление 345° (северо-северо-западное). Аналогичные результаты были получены на основе исследования меньшего числа землетрясений (870 землетрясений) в работе [Сычева и др., 2005], что может свидетельствовать об устойчивости деформационного режима.

Карты СТД по глубинам. При построении карт СТД для различных глубин весь исследуемый слой был поделен на 4 перекрывающихся диапазона глубин: 0–10 км, 5–15 км, 10–20 км и 15–25 км, и каждый из полученных результатов соответственно можно привязать к глубинам 5, 10, 15 и 20 км (рис. 6.1.7).

На глубине 5 км (рис. 6.1.7а) отмечается разнообразие режимов СТД: режим растяжения, транстенсии, горизонтальный сдвиг, режим транспрессии и режим косоугольного сдвига. В западную область, которая характеризуется режимом горизонтального сдвига (см. рис. 6.1.7а), попадают локальные зоны с режимом транстенсии. Область транспрессии, которая расположена восточнее 74.30° в.д. по рис. 6.1.7а, имеет меньшие размеры, чем для всего анализируемого слоя (см. рис. 6.1.6). В крайней восточной части Киргизского хребта расположена зона с режимом горизонтального сдвига, а в крайней восточной части Чуйской впадины земная кора испытывает переходный режим от вертикального сдвига к растяжению. Многообразие режимов деформации на этой глубине можно объяснить раздробленностью и блочным строением приповерхностного слоя земной коры.

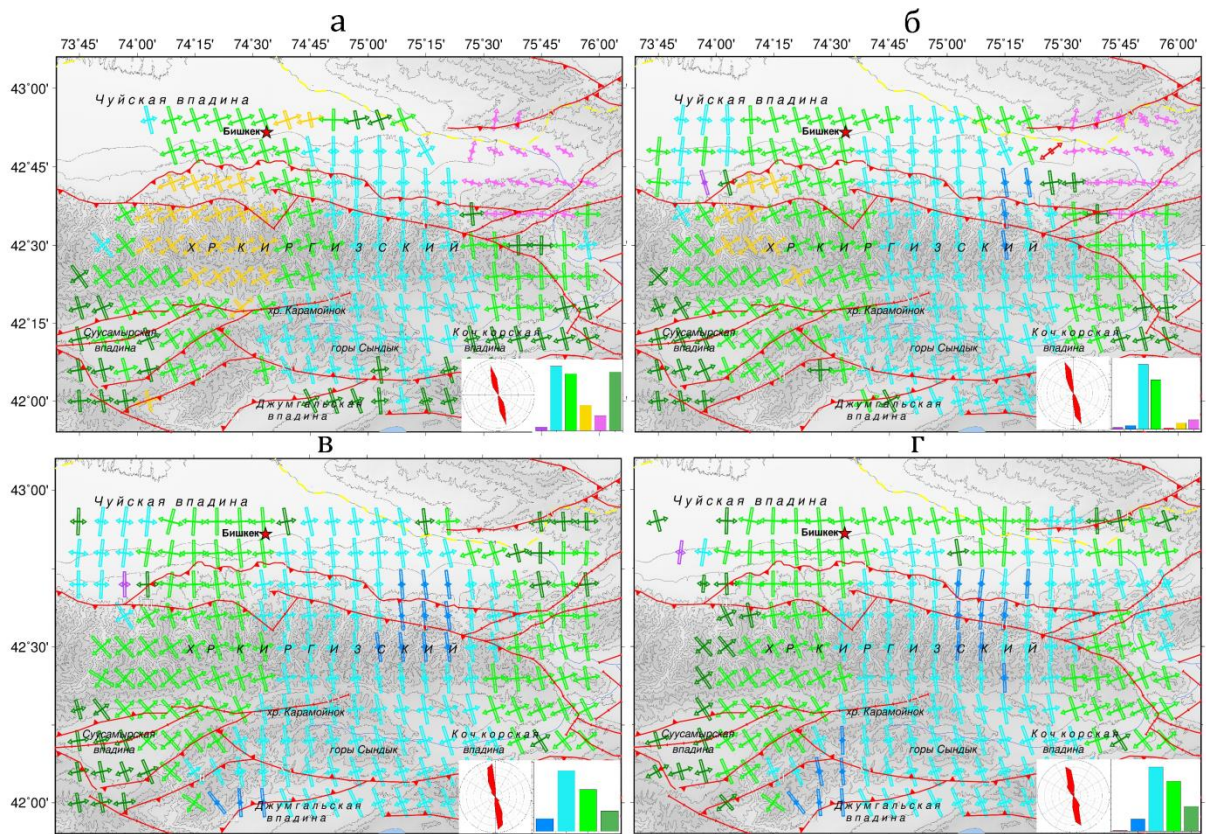


Рис. 6.1.7. Режимы СТД на разных глубинах: *а* – 5 км; *б* – 10 км; *в* – 15 км; *г* – 20 км

При рассмотрении режимов СТД на других глубинах (рис. 6.1.7б, рис. 6.1.7в, рис. 6.1.7г) можно отметить следующую тенденцию: с увеличением глубины уменьшается количество режимов деформации, расширяется территория, которая характеризуется режимом транспрессии, и происходит разворот направления осей укорочения от северо-северо-западного к северному. Минимальное количество режимов деформации проявляется на глубине более 10 км: режим сжатия (Иссык-Атинский разлом в восточной части Киргизского хребта, 75.25° в.д., Джумгал Тоо), транспрессия (восточная часть Киргизского хребта, горы Сандык, Кызарт, Карамойнок), горизонтальный сдвиг и косой сдвиг (Суусамырская впадина, восточная окраина Чуйской впадины).

Коэффициент Лоде – Надаи. Для того чтобы получить представление о деформации земной коры в целом, а не по отдельным компонентам используется коэффициент Лоде – Надаи, μ_ϵ , являющийся инвариантом тензора деформации (6.11). Распределение коэффициента Лоде – Надаи на исследуемой территории представлено на рис. 6.1.8. Значительная часть исследуемой территории (центральная часть) характеризуется деформацией одноосного сжатия ($\mu_\epsilon \geq 0.6$) и преобладанием одноосного сжатия ($\mu_\epsilon \geq 0.2$); по обе стороны от центральной части исследуемой территории земная кора находится в условиях чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_\epsilon < 0.2$) с присутствием доменов с режимом преобладания одноосного растяжения ($\mu_\epsilon < -0.2$) (см. гистограмму, расположенную в правом нижнем углу рис. 6.1.8).

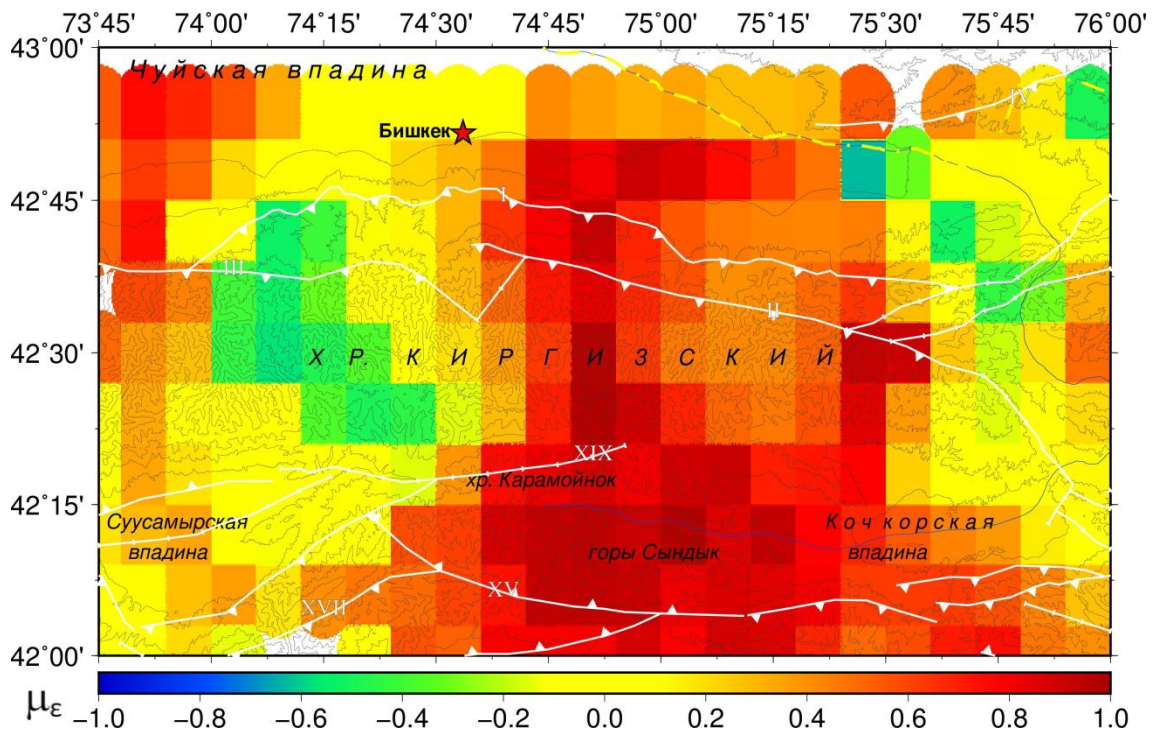


Рис. 6.1.8. Распределение коэффициента Лодэ – Надаи. Вкладка: (1) – $\mu_\epsilon \geq 0.6$; (2) $\mu_\epsilon \geq 0.2$; (3) – $0.2 \leq \mu_\epsilon < 0.2$; (4) $\mu_\epsilon < -0.2$; (5) – $\mu_\epsilon < -0.6$

Распределение коэффициента Лодэ-Надаи на разных глубинах земной коры представлено на рис. 6.1.9. На каждой карте представлено количественное соотношение доменов с разным типом режима деформации, которое позволяет отметить, что с глубиной возрастает количество доменов с режимом одноосного сжатия и преобладания одноосного сжатия. На глубине до 10 км в западной части Киргизского хребта хорошо выделяется зона с режимом одноосного растяжения и преобладания одноосного растяжения. С глубины 10 км наблюдается смена режима в этих областях на чистый сдвиг.

Угол вида напряженного состояния. Как отмечалось выше в разделе 6.1.1, схема классификации режимов в СТД основана на параметризации угловых параметров, одним из которых является угол вида напряженного состояния ω (угол вида плоской деформации по С.Л. Юнга): $\omega = \pi/6$ – напряжение главного сжатия горизонтально, $\omega = 5\pi/6$ – растягивающее напряжение горизонтально, $\omega = \pi/2$ – оси максимального растяжения и сжатия лежат в горизонтальной плоскости.

На рис. 6.1.10 представлено площадное распределение значений угла ω . Минимальное значение этого угла характерно для центральной части исследуемой территории (восточная часть Киргизского хребта и восточная часть хребта Джумгал-Тоо, горы Сандык, Кызарт и Карамойнок), что может свидетельствовать о повышенных усилиях, приложенных в горизонтальной плоскости. В работе [Абдрахматов, 2003] на уровне 75.5°в.д. стрелочкой

отмечена область наибольшего поперечного сжатия (см. рис. 1.2.4). По схеме классификации режимов СТД эта зона характеризуется режимом транспрессии.

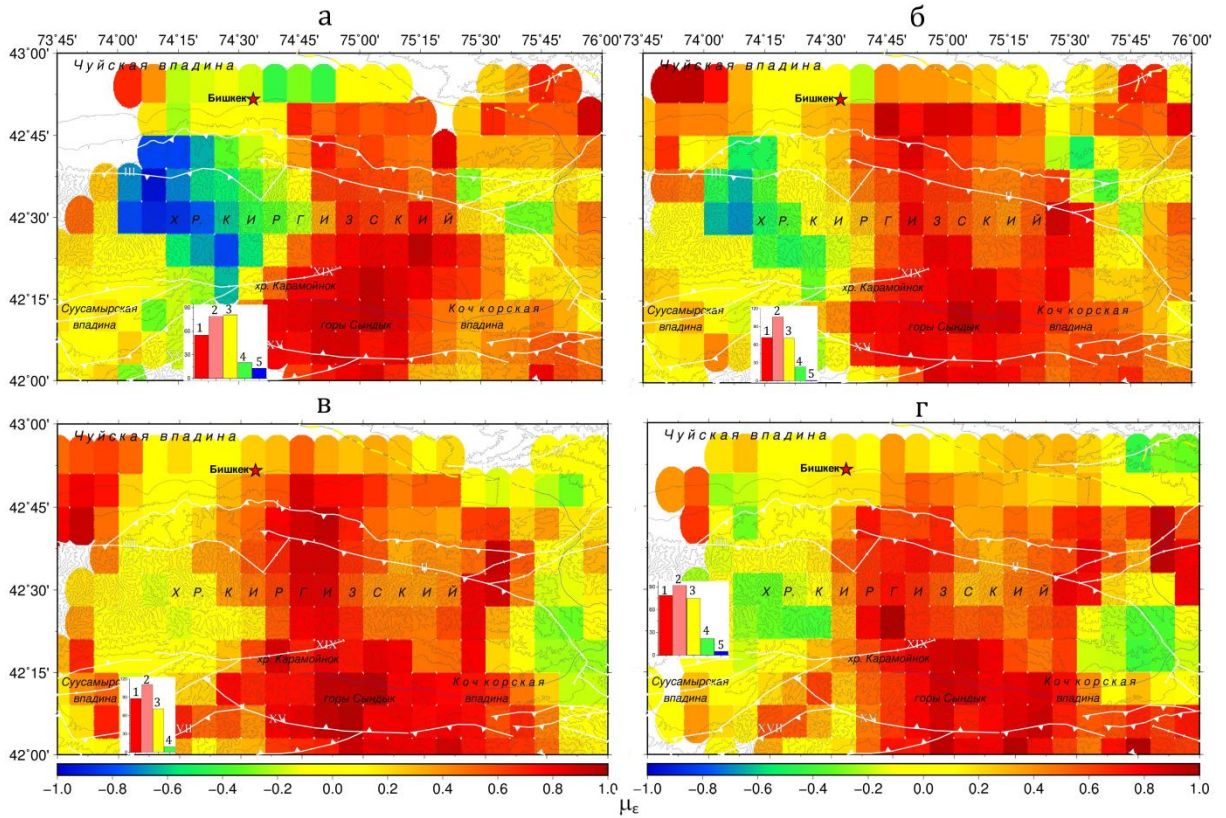


Рис. 6.1.9. Распределение коэффициента Лодэ – Надаи на разных глубинах: : а – 5 км; б – 10 км; в – 15 км; г – 20 км. Вкладка – см. рис. 6.1.9

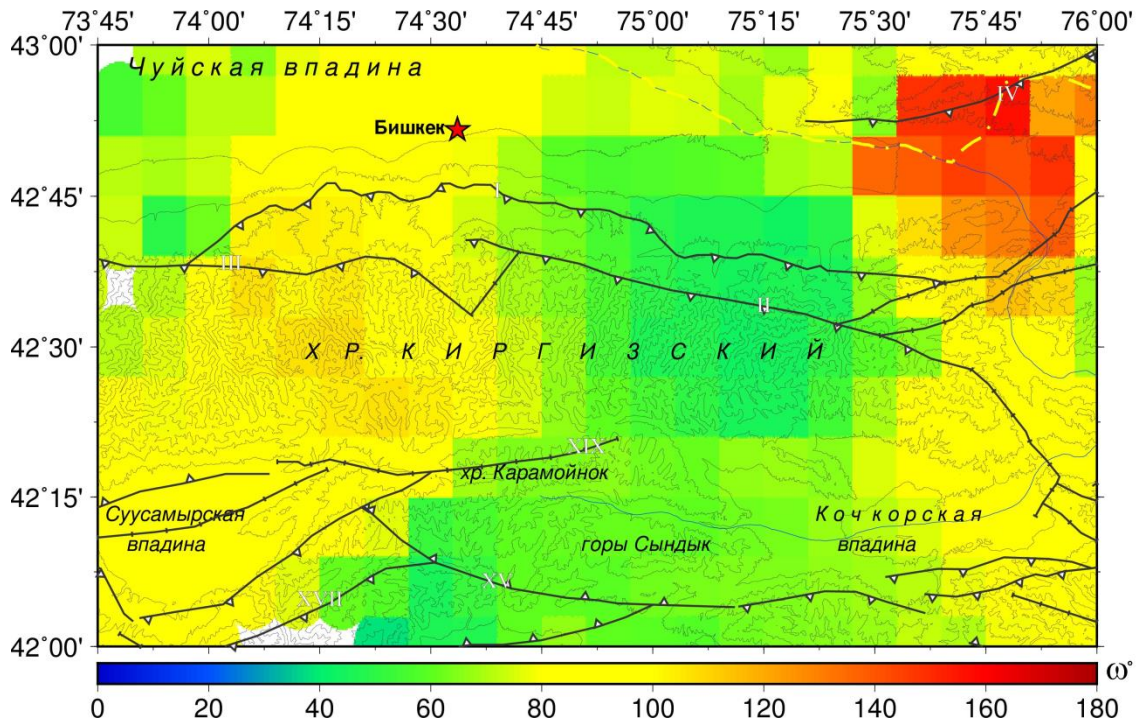


Рис. 6.1.10. Распределение угла вида напряженного состояния ω .

6.1.3. Сравнение поля деформаций по СТД и ГНСС-данным

6.1.3.1. ГНСС-данные для расчета распределения значений тензора скорости современных деформаций земной коры

В качестве исходных данных для расчета поля деформаций дневной поверхности был использован каталог скоростей 50 пунктов наблюдений локальной ГНСС-сети и пунктов наблюдений Центрально-Азиатской (ЦА) ГНСС-сети, входящих в исследуемый регион и окружающих его. С учетом особенностей выбранной методики фактически для вычисления деформаций были использованы данные с 90 пунктов GPS-наблюдений. Этот каталог составлен по данным ГНСС-наблюдений с 1994 по 2012 годы. Для всех использованных пунктов ошибки (среднеквадратические отклонения) оценки скорости не превосходят 0.4 мм/год по горизонтальным компонентам, причем для 80 пунктов из этих 90 ошибки составляют менее 0.2 мм/год (рис. 6.1.11).

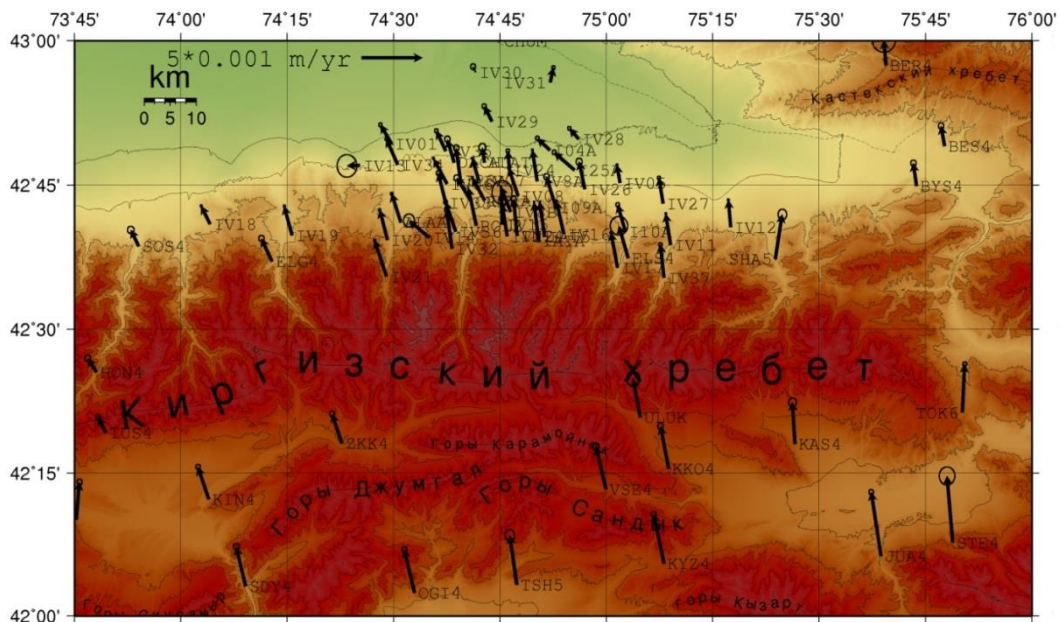


Рис. 6.1.11. Вектора скоростей 50-ти локальных и 40-ка региональных пунктов наблюдений ЦА-ГНСС-сети (по [Sycheva, Mansurov, 2017])

В [Sycheva, Mansurov, 2017] расчет поля тензора скорости деформаций земной коры по данным ГНСС производился с использованием программного комплекса SUR_GPS_STRAINS [авт. свид., Мансуров, 2016], вопросы разработки которого изложены в [Мансуров, 2012]. Этот программный комплекс реализует подход, предложенный в [Shen et al., 1996], основанный на взвешенном методе наименьших квадратов. Аспекты применения этого метода к использованным данным подробно изложены в [Мансуров, 2016].

6.1.3.2. Сравнение результатов оценки деформационного режима на основе сейсмологических и ГНСС-данных

Поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры по ГНСС-данным. На рис. 6.1.12 показано поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по ГНСС-данным. Направления стрелок показывают собственные направления тензора (направления главных осей); стрелка имеет красный цвет, если по соответствующей оси происходит укорочение, или синий – в случае удлинения. Длины стрелок показывают абсолютные величины соответствующих собственных значений тензора (отрицательных при укорочении и положительных при удлинении) в указанном на карте масштабе ($50 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ по каждой из осей). Фоном показан рельеф региона.

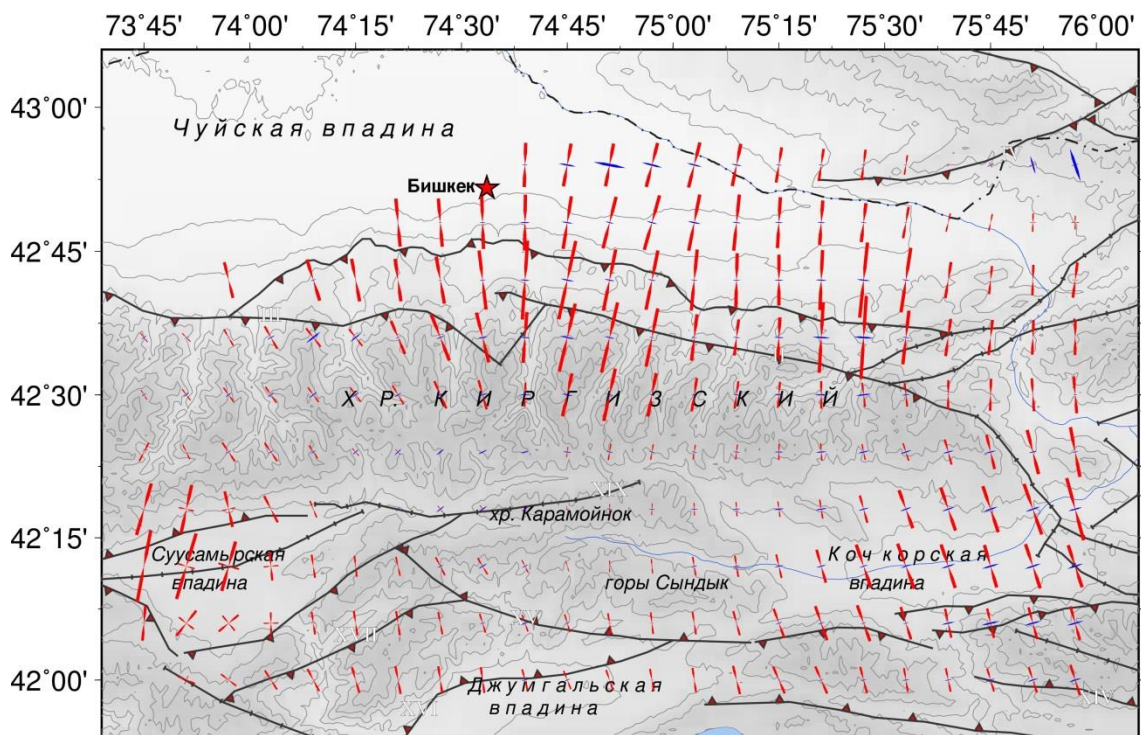


Рис. 6.1.12. Поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по ГНСС-данным (по [Sycheva, Mansurov, 2017])

Согласно ГНСС-данным, характеризующим регион в целом, субмеридиональное укорочение распределено по нему неравномерно. Наибольшая скорость укорочения наблюдается в Суусамырской впадине, а также в восточной половине сочленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, причем направление укорочения лежит поперек простирающихся структурообразующих элементов рельефа. Также значительное укорочение имеется в Кочкорской впадине и переходит в западную часть Иссык-Кульской впадины, причем небольшое удлинение по другой оси позволяет предполагать правосдвиговую трансгрессию по субширотным разломам. На севере Чуйской впадины субмеридиональное укорочение

соседствует с субширотным удлинением, что в сочетании с разломами северо-западного простирания может свидетельствовать о наличии здесь правостороннего сдвига. В северо-восточном углу исследуемой области расчет показывает субмеридиональное удлинение Кастекского хребта, однако для этих ячеек очень велика оцененная погрешность расчета, что делает такой результат недостоверным. При этом согласно схеме классификации режимов СТД, эта область также характеризуется режимом растяжения. Зона сопряжения хребтов Джумгал-Тоо, Карамойнок и гор Сандык с Киргизским хребтом испытывает деформации на порядок меньшие, чем в среднем по региону.

Для сравнения данных, полученных на основе разных методов (СТД и ГНСС), выбраны два поля: направление осей укорочения и удлинения и распределение деформации изменения площади (дилатансия). По сейсмическим данным последний параметр оценивается как произведение интенсивности деформации и суммы горизонтальных компонент средневзвешенного тензора деформации ($XX + YY$).

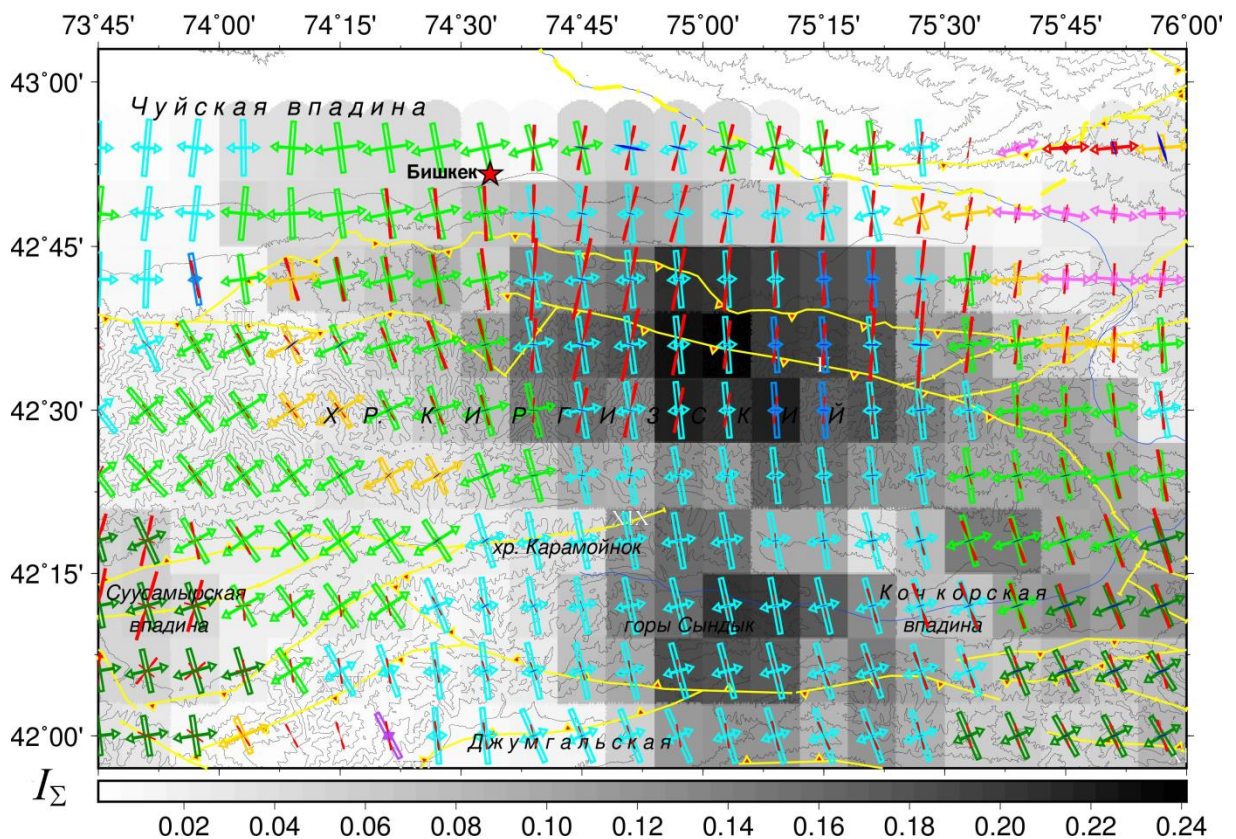


Рис. 6.1.13. Карта СТД и распределение значений тензора скорости современной деформации земной коры по данным ГНСС на фоне распределения интенсивности сейсмотектонической деформации (масштаб значений на шкале цвета заливки – 10-9 год⁻¹), красными линиями отмечены региональные разломы. Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД (см. рис. 6.1.2)

Направление осей укорочения и удлинения. На рис. 6.1.13 представлена карта СТД и распределение значений тензора скорости современных деформаций земной коры по ГНСС-данным. Расчет СТД выполнен по узловым точкам, расположенным по сетке с размером 0.1° и

радиусом осреднения $R=0.2^\circ$. Описание значка, представляющего режим СТД, представлено в разделе 6.1.1. Расчет значений тензора скорости современных деформаций земной коры по ГНСС-данным выполнен по сетке с таким же шагом – 0.1° . Направление осей укорочения отмечено красным цветом, а удлинения синим. Фоном на рис. 6.1.13 показано распределение интенсивности СТД, полученной по методике [Лукк, Юнга, 1979].

При визуальном сравнении направления осей укорочения по сейсмическим и ГНСС-данным в целом совпадают. Ранее это уже было отмечено в работе [Костюк и др., 2010]. Исключением служит район расположения Суусамырской впадины с всесторонним укорочением осей по данным ГНСС, наибольшим по север-северо-восточному направлению, и режимом, близким к горизонтальному сдвигу с северо-западным направлением оси укорочения по данным СТД. Оба метода показывают режим горизонтального удлинения в районе Кастекского хребта.

Изменения длин горизонтальных линий (горизонтальные компоненты полной деформации), регистрируемые методом ГНСС, складываются из общей приповерхностной деформации земной коры. А СТД отражают только те из них, которые зафиксированы по результатам происходящих землетрясений.

Из рис. 6.1.13 видно, что в районе горных сооружений Джумгал-Тоо, Карамойнок и Сандык наблюдаются сравнительно более интенсивные проявления СТД относительно пониженного уровня деформаций по ГНСС-данным. В сравнении с остальной территорией в этой области проявлен более низкий уровень пластической и упругой деформации и отмечены повышенные значения хрупких дислокаций земной коры.

Получаемые при расчете главные направления плоского тензора деформации представляют собой ортонормированный базис, при этом одно из них соответствует оси наибольшего укорочения или наименьшего удлинения, а второе – наименьшего укорочения или наибольшего удлинения. Очевидно, что при количественной оценке достаточно сравнения только одного из этих направлений. Поскольку рассматриваемые регионы являются зоной коллизии между Индостаном и Туранской плитой [Molnar & Tapponnier, 1975], более наглядно будет сравнивать направления (азимуты) осей наибольшего укорочения.

По сейсмическим данным результаты получены для точек, где в некотором объеме вокруг точки имеются данные по фокальным механизмам; по ГНСС-данным необходимым условием расчета является наличие реперов со всех сторон от узла сетки на расстоянии не больше заданного (устанавливается в параметрах расчета). Указанные условия влияют на количество узловых точек, для которых получены решения, и оно может быть различным по сейсмическим и ГНСС-данным. Для количественной оценки соответствия направлений осей

укорочений были выбраны точки, для которых есть данные по обеим моделям деформации. При нахождении величины разности направлений от значения азимута оси укорочения по сейсмическим данным вычиталось значение азимута оси укорочения по ГНСС-данным. В итоге полученные разности имели как отрицательные, так и положительные значения. Количество точек, для которых определены истинные разности в направлении азимутов осей укорочения, представлено в табл. 6.1.4. По распределению абсолютных значений разности направлений определены минимальное, максимальное, среднее и медианное значения, а также среднее значение азимута, полученного по сейсмическим и ГНСС-данным.

Таблица 6.1.4. Количество точек, по которым получена модель деформации по сейсмическим и ГНСС-данным, количество сравниваемых точек, абсолютные значения минимальной, максимальной, средней и медианной разницы, а также среднее значение направления оси укорочения по рассматриваемой территории по сейсмическим и ГНСС-данным.

Количество точек			Азимут СТД – азимут ГНСС, град.				Среднее по всей территории	
СТД	ГНСС	Общие	Мин.	Макс.	Сред.	Мед.	ГНСС	СТД
224	211	207	0.10	76.0	13.0	8.8	352.3	345.1

На рис. 6.1.14 представлены гистограммы распределения разницы в направлении осей укорочения по сейсмическим и ГНСС-данным. Распределение истинного значения разницы представлено на рис. 6.1.14а. При построении гистограммы рассматривались диапазоны – 0-5°, 5-10°, 10-15°, 15-20°, 20-30°, 30-60°, > 60° для отрицательных и положительных значений.

Для рассматриваемой территории количество отрицательных значений значительно превышает количество положительных, что означает – направление осей укорочения по сейсмическим данным смещено против часовой стрелки от осей укорочения по ГНСС-данным.

Гистограммы распределения абсолютного значения разности представлены на рис. 6.1.14б.

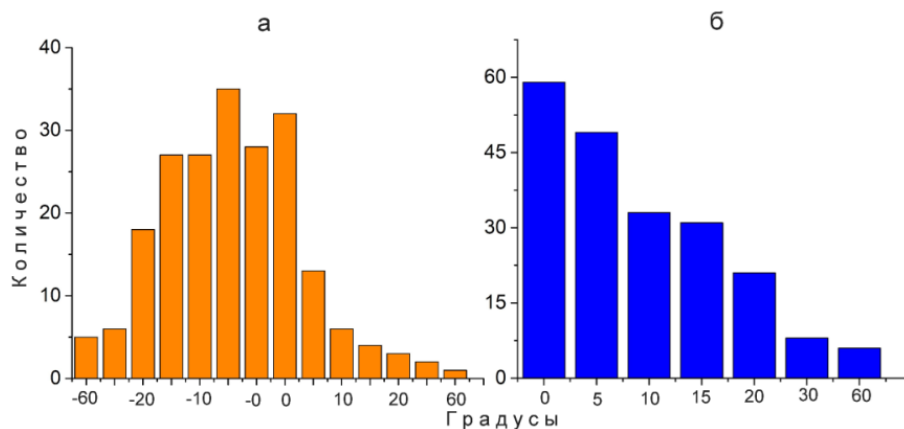


Рис. 6.1.14 Гистограммы распределения разницы (в градусах) между направлениями оси максимального горизонтального укорочения, определенными по сейсмическим и ГНСС-данным: а – истинная разница; б – абсолютное значение разницы

Для основной части точек абсолютное значение разницы в направлении осей укорочения составляет $0-10^\circ$. Незначительная часть точек имеет разницу в направлении более 20° .

Площадное распределение величин разницы в направлении осей укорочения, определенных по сейсмическим и ГНСС-данным представлено на рис. 6.1.15. В ячейках с оттенком красного цвета разница в направлении осей укорочения превышает $\pm 30^\circ$. Примечательным обстоятельством является то, что такие ячейки, большей частью, располагаются в краевых областях исследуемой территории. Области, где разность в направлении осей не превышает 15° , составляют 68% всей рассматриваемой территории.

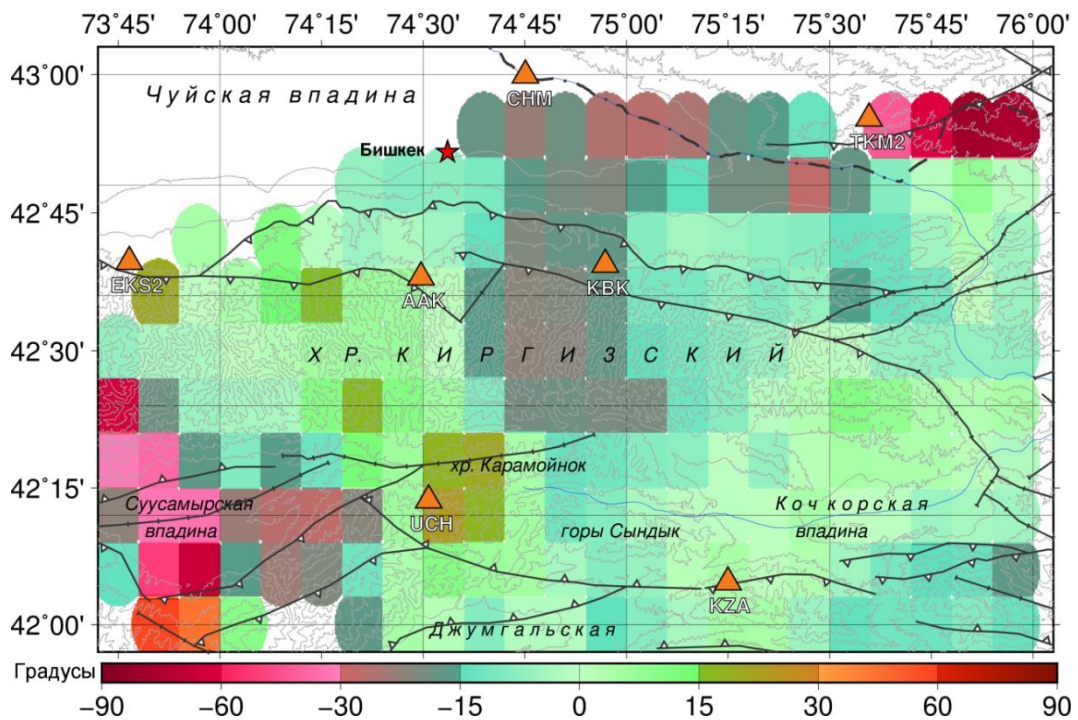


Рис. 6.1.15. Пространственное распределение разницы между направлениями оси максимального укорочения плоской части тензора деформации, рассчитанного по сейсмическим и ГНСС-данным

Поле деформации изменения площади. На рис. 6.1.16 представлено распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим (рис. 6.1.16а) и ГНСС-данным (рис. 6.1.16б). Сравнение этих полей позволяет отметить одно наиболее заметное различие в распределении изменения площади. Оно наблюдается в Суусамырской впадине, где по данным ГНСС в горизонтальной плоскости имеется сильное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации. Это может быть объяснено тем, что основную часть сейсмических событий составляют афтершоки Суусамырского землетрясения 1992.08.19 с $M = 7.3$. Это слабые события с большой сдвиговой составляющей, в отличие от событий регионального масштаба, для которых характерны взбросовые механизмы. В данные

ГНСС вносят вклад пластические деформации, препятствия для которых могли быть частично устранены этим землетрясением.

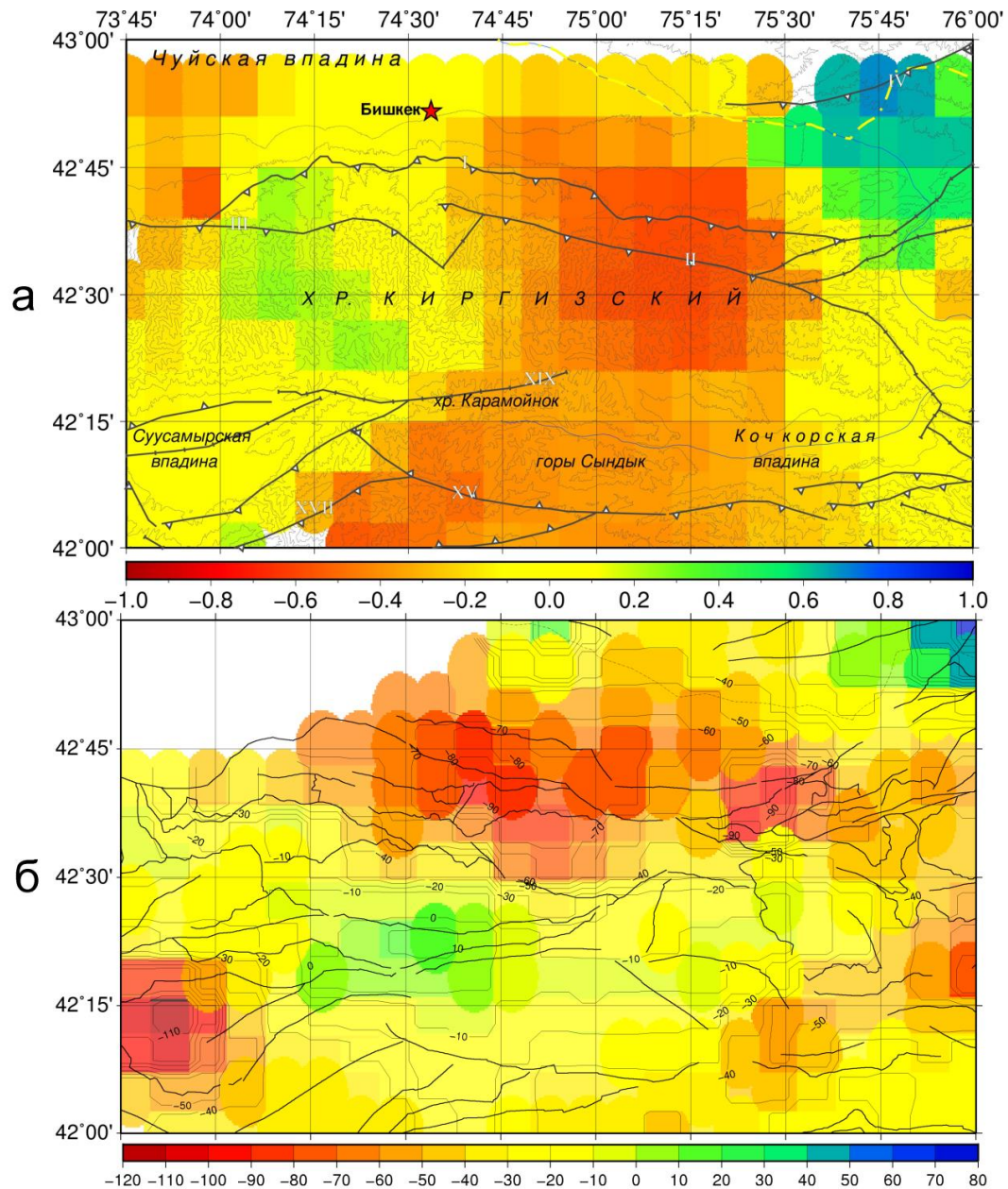


Рис. 6.1.16. Распределение деформации изменения площади (сумма горизонтальных продольных деформаций тензора скорости деформации) по сейсмическим (а, 1770 событий, $R=0.2^\circ$, по сетке с шагом 0.1°) и GPS-данным (б, по [Sycheva, Mansurov, 2017]). Единица измерения – 10^{-9} в год $^{-1}$

Для значительной части исследуемой территории отмечается высокая степень положительной корреляции в распределении скорости суммарной горизонтальной деформации по данным приповерхностных ГНСС-наблюдений (1998–2014 гг.) и по сейсмологическим данным (глубина 5–20 км, 1999–2021 гг.). Исключение составляет центральная область исследуемой территории (Джумгал-Тоо), где фиксируются пониженные значения скорости приповерхностной дилатансии (по ГНСС-данным) и повышенные скорости деформации в расположенном ниже сейсмоактивном горизонте. Выявленные различия в распределении

деформации для приповерхностной части и с глубиной (до 5 км) обозначают энергонасыщенный и потенциально опасный объем земной коры с точки зрения проявления сейсмических событий и разрывных нарушений. На основании этого можно сделать следующий вывод: при общей согласованности в распределении скорости суммарной горизонтальной деформации по ГНСС- и сейсмологическим данным на территории Северного Тянь-Шаня выделен блок земной коры с повышенными и потенциально опасными градиентами скорости деформации.

6.2. Метод катакластического анализа (по Ю.Л. Ребецкому)

Метод катакластического анализа (МКА) разрывных нарушений [Ребецкий, 2007] позволяет в результате рассмотрения совокупностей механизмов очагов землетрясений получать данные не только об ориентации осей главных напряжений и о значении коэффициента Лоде – Надаи, но и определять относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (тектоническое давление, из которого вычтено давление флюида в трещинно-поровом пространстве пород). Нормировка этих компонент тензора напряжений осуществляется на величину внутреннего сцепления горных массивов, которая рассматривается как эффективный параметр, определяющий среднюю прочность массивов в масштабе выполняемой реконструкции напряжений. Определение параметров тектонических напряжений по данным о разрывных нарушениях является одной из главных задач тектонофизики. Данные об ориентации осей главных напряжений позволяют существенно ограничить число вариантов механизмов внешних условий нагружения исследуемых участков земной коры, ответственных за возникновение этих напряжений. Распределение нормированных величин девиаторных напряжений и эффективного всестороннего давления в сейсмофокальной области дает возможность сделать заключение о закономерности напряженного состояния в зоне подготовки сильного землетрясения [Ребецкий, Маринин, 2006а, 2006б], выполнять районирование зон ВОЗ по сейсмической опасности [Ребецкий, 2007а]. Данные о самих величинах напряжений, параметрах эффективной прочности коры, распределении в ней флюидного давления следует признать ключевыми, определяющими достоверность выстраиваемых концепций механизмов генерации современных напряжений и геодинамических моделей эволюции литосферы.

6.2.1. Алгоритм метода катакластического анализа (I–II этапы)

В современном виде МКА состоит из четырех этапов, в рамках которых определяются разные компоненты напряженного состояния. Ниже представлено описание двух этапов реконструкции напряжений.

На первом этапе МКА при определении ориентации главных осей тензора напряжений и значений коэффициента Лоде – Надаи осуществляется подбор из всех возможных напряженных состояний такого, для которого совокупность анализируемых механизмов очагов землетрясений обеспечивает максимум диссипации энергии, накопленной в упругих деформациях [Ребецкий, 1997, 1999, 2001]. Исходными данными на этом этапе являются сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений. Важнейшим критерием метода, позволяющим осуществлять отбор в пятимерном пространстве (обычное метрическое пространство, время, энергетический масштаб событий) механизмов очагов землетрясений, является требование уменьшения энергии упругих деформаций в результате землетрясения на искомом тензоре напряжений. Этот критерий вместе с максимальным принципом является следствием приложения к совокупности разрывных деформаций критериев теории пластичности. Подбираемые совокупности землетрясений, удовлетворяющие условию положительности рассеяния упругой энергии, именуется однородными выборками землетрясений. Они служат для определения параметров эллипсоида тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций (главные оси и вид эллипсоида), нормированных на величину интенсивности сдвига, и характеризуют квазиоднородно деформируемый участок земной коры (домен), которому приписываются результаты расчета напряжений. Создание таких однородных выборок механизмов очагов землетрясений, по данным о которых определяются параметры тензора напряжений, является важнейшим результатом первого этапа. Эти выборки являются основой расчета на втором этапе реконструкции.

После первого этапа МКА можно говорить о том, что определяются параметры тензора напряжений σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$ – индексы координатных осей ортогональной системы, например, географической) с точностью до двух неизвестных характеристик тензора напряжений, инвариантных к выбору системы координат, которыми являются всестороннее давление p и модуль максимального касательного напряжения τ :

$$\begin{aligned}\sigma_{ij} &= \sigma_0 \delta_{ij} + \tau [(1 - \mu_\sigma) l_{1i} l_{1j} - (1 + \mu_\sigma) l_{3i} l_{3j} + \mu_\sigma \delta_{ij}], \\ \sigma_0 &= -(p + \tau \mu_\sigma / 3) \delta_{ii} = 1, \delta_{ij} = 0 \text{ при } i \neq j.\end{aligned}\quad (6.22)$$

Здесь l_{ki} – направляющие косинусы главных осей напряжений ($k = 1, 2, 3$) в выбранной системе координат ($i = x, y, z$) и μ_σ – коэффициент Лоде – Надаи ($|\mu_\sigma| \leq 1$), характеризующий вид эллипсоида напряжений, определены после первого этапа реконструкции, а σ_0 представляет собой значение нормальных напряжений, действующих на плоскости максимальных касательных напряжений, содержит два неизвестных после первого этапа параметра: p и τ . После первого этапа реконструкции можно определить редуцированные напряжения $\tilde{\tau}_n, \tilde{\sigma}_m$:

$$\begin{aligned}\tilde{\sigma}_{nn} &= (1 - \mu_\sigma) l_{1n} - (1 + \mu_\sigma) l_{3n} + \mu_\sigma \\ \tilde{\tau}_{ns} &= (1 - \mu_\sigma) l_{ni} l_{sj} - (1 + \mu_\sigma) l_{3n} l_{3s}\end{aligned}\quad (6.23)$$

Значения редуцированных нормальных и касательных напряжений $\tilde{\sigma}_{nn}$ и $\tilde{\tau}_n$, действующих на плоскости разрыва, порождающего землетрясение, определяют положения точек на редуцированной диаграмме Мора (рис. 6.2.1), которая может быть получена путем нормировки девиаторных компонент тензора напряжений на τ и вычитания из нормальных напряжений величины, отвечающей нормальным напряжениям (σ_0) на площадках действия максимальных касательных напряжений:

$$\sigma_{nn} = \sigma_0 + \tau \tilde{\sigma}_{nn}; \quad \tau_{ns} = \tau \tilde{\tau}_{ns}. \quad (6.24).$$

Здесь n – индекс нормали к одной из нодальных плоскостей, которая представлена в виде очага землетрясения, s – индекс вектора, лежащего в плоскости разрыва и определяющего направление действия касательного напряжения.

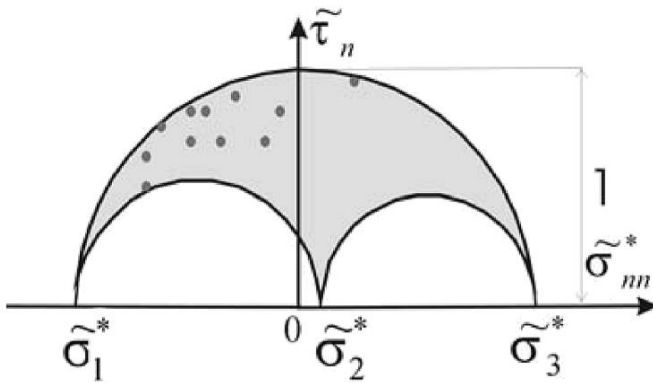


Рис. 6.2.1. Редуцированная диаграмма Мора. Точки определяют редуцированные нормальные и касательные напряжения, действующие на плоскости разрыва в очаге землетрясения, полученные из однородной выборки. Одна из точек нижней границы облака точек используется в МКА на втором этапе для определения относительных величин напряжения

На втором этапе реконструкции [Ребецкий, 2003, 2005] для определения всестороннего давления и максимальных касательных напряжений алгоритм МКА в качестве дополнительного положения использует результаты по разрушению образцов горных пород [Byerlee, 1978]. Анализ этих результатов позволяет выделить на диаграмме Мора полосу хрупкого разрушения, которая определяет возможные напряженные состояния (рис. 6.2.2) как для вновь возникающих разрывов, так и для ранее возникших и вновь активизировавшихся разрывов [Ребецкий, 2007а]. Эти состояния заключены между двумя характерными кривыми на диаграмме Мора, которыми являются внешняя предельная огибающая (предел прочности) и линия минимального сопротивления статического трения:

$$\tau_n + k_f \sigma_{nn}^* = \tau_f; \quad \tau_n + k_s \sigma_{nn}^* = 0, \quad \text{при } \sigma_{nn}^* \leq 0 \text{ и } \tau_n \geq 0. \quad (6.25)$$

Здесь $k_f(\sigma_{nn}^*)$ и $\tau_f(\sigma_{nn}^*)$ – соответственно коэффициент внутреннего трения и прочность внутреннего сцепления, являющиеся функциями эффективного нормального к разрыву напряжения σ_{nn}^* , а k_s – поверхностное статическое трение. В выражении (6.23) эффективное

нормальное напряжение учитывает в соответствии с законом К. Терцаги [1961] влияние на хрупкое разрушение флюидного давления p_{fl} , возникающего в трещинно-поровом пространстве ($\sigma_{nn}^* = \sigma_{nn} - p_{fl}$).

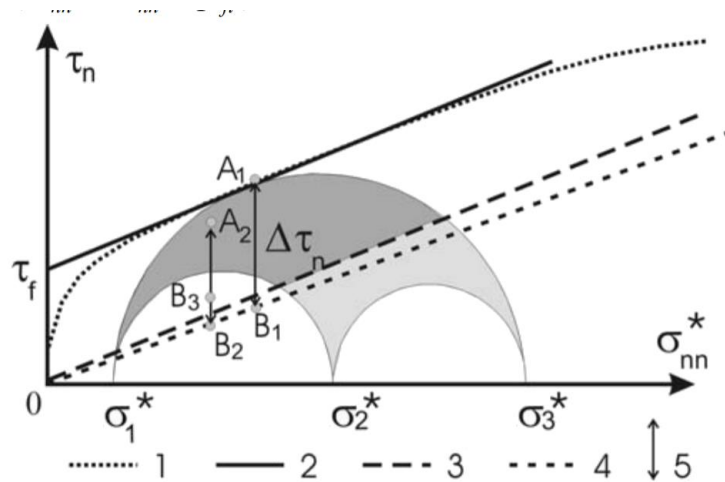


Рис. 6.2.2. Геометрический анализ на диаграмме Мора напряжений, сбрасываемых в очаге землетрясения. 1 – вид предельной криволинейной огибающей для массива горных пород масштабного уровня, отвечающего масштабу параметров напряжений, реконструируемых с помощью МКА; 2 – линейная аппроксимация предельной криволинейной огибающей, используемая в МКА; 3 – линия сухого статического трения горных пород; 4 – линия сухого кинематического трения горных пород; область темно-серого цвета – геометрическое место точек для напряжений на плоскости трещин, которые могут активизироваться для данного тензора напряжений; область светло-серой заливки – остальные напряженные состояния на произвольно ориентированных плоскостях; 5 – величина сброшенных касательных напряжений.

В МКА вводится аппроксимация предельной огибающей (см. рис. 6.2.2) прямой линией, параллельной линии поверхностного статического трения ($k_s = k_f = const$). Эта аппроксимация в дальнейшем позволяет на основе анализа разброса точек на редуцированной диаграмме Мора (см. рис. 6.2.1), характеризующих редуцированные напряжения в очагах землетрясений из однородных выборок, находить значения относительных величин максимальных касательных напряжений τ/τ_f и эффективного всестороннего давления p^*/τ_f ($p^* = p - p_{fl}$), определяемых с точностью до неизвестного значения эффективного внутреннего сцепления породного массива τ_f [Ребецкий, 2005]. В дальнейшем определенные на втором этапе относительные значения максимальных касательных напряжений и эффективного давления будут представлены в треугольных скобках ($\langle \tau/\tau_f \rangle$, $\langle p^*/\tau_f \rangle$). Следует отметить, что получаемые в результате реконструкции данные о параметрах напряженно-деформированного состояния являются осредненными с масштабами осреднения, зависящими от магнитудного уровня данных о механизмах очагов землетрясений и от плотности распределения сейсмических событий.

Наиболее подробно методика реконструкции напряжений методом МКА описана в работах [Ребецкий, 2007а; 1997]. Последние изменения в методике МКА опубликованы в

работах [Ребецкий, Сычева, 2024; 2025]. В следующих разделах представлены исходные данные и результаты реализации двух этапов реконструкции напряжений методом МКА.

6.2.2. Исходные данные

В основе рассматриваемого метода, как и при методе СТД лежат данные о фокальных механизмах очагов землетрясений. В качестве исходных данных был использован каталог фокальных механизмов очагов по данным сети KNET за период 1994–2012 гг., который включал на тот момент 1056 сейсмических событий с магнитудами от 1.16 до 5.40 [Сычева и др., 2003, 2005, 2009]. В 1994, 1995 и 1996 гг. определений механизмов очагов было получено мало: соответственно 2, 2 и 9 событий, а в 1997 г. они вообще отсутствуют. Наиболее эффективно сеть KNET начала работать с 1998 г. Ниже представлены некоторые характеристики каталога фокальных механизмов за рассматриваемый период (1994–2012гг.).

Каталог механизмов очагов. На рис. 2.4.7 (раздел 2.4) представлены диаграммы распределения числа землетрясений в разных диапазонах магнитуд для общего каталога землетрясений, и на рис. 4.1.5 (раздел 4.2) – для каталога фокальных механизмов. Представительность землетрясений первого каталога ограничена по магнитуде уровнем 1.5, а второго – 2. Среднее годовое число событий, фиксируемых сетью KNET, достигает 350–400 (см. рис. 2.4.5, б, раздел 2.4). Пик наибольшего числа зафиксированных сетью KNET землетрясений приходится на 1996 и 1999 гг. Большинство землетрясений происходит в верхних 15 км, глубже 25 км землетрясения практически отсутствуют (см. рис. 2.4.5, в, раздел 2.4). Данные о механизмах очагов землетрясений получены в основном для глубин более 5 км (см. рис. 6.2.3), и среднее их число в год составляет около 80 событий.

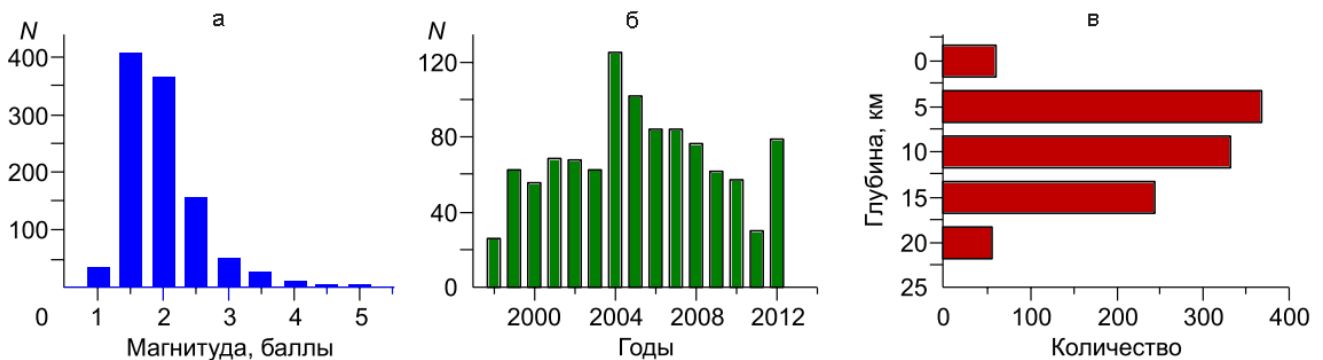


Рис. 6.2.3. Каталог механизмов очагов землетрясений (1994-2012, 1056 событий): а – распределение по магнитудам; б – распределение во времени; в – распределение по глубинам

Типы механизмов очагов. Типы механизмов очагов были представлены в разделе 4.1, где рассматривались 1770 землетрясений. Было отмечено, что для Северного Тянь-Шаня характерно достаточно большое разнообразие типов механизмов очагов землетрясений (см. рис. 4.1.2). Из анализа 1056 землетрясений видно (рис. 6.2.4а), что ось сжатия P снимаемых

напряжений в очагах землетрясений для основной части событий субгоризонтальна и лишь около 10% событий имеют углы погружения этой оси более 55° . Ось растяжения T снимаемых напряжений (рис. 6.2.4б) также имеет ярко выраженную представительность пологого погружения, но здесь достаточно много и событий с большими углами погружения (33%).

Выполнив деление механизмов очагов землетрясений на шесть кинематических типов [Ребецкий, 2007а], замечаем, что в коре Северного Тянь-Шаня преобладающими являются три разновидности механизмов. В первом из них ось сжатия P субгоризонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения T субвертикальна. Этот тип очагов характеризуется взбросовыми движениями (см. рис. 6.2.4). Второму типу отвечает субгоризонтальная ось растяжения T , ориентированная в северо-восточном направлении, а ось сжатия P круто наклонена на юго-восток, что свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере движений. Для третьего типа механизмов характерно то, что обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном, что указывает на сдвиговые движения в очагах. Как следует из данных рис. 6.2.4в, взбросы, сдвиги и взбросо-сдвиги преобладают в коре исследуемого региона и составляют от общего числа соответственно около 27.8, 34 и 15.6%. Сбросы и сбросо-сдвиги составляют около 10 и 8.5%, а взрезы – около 3.9%.

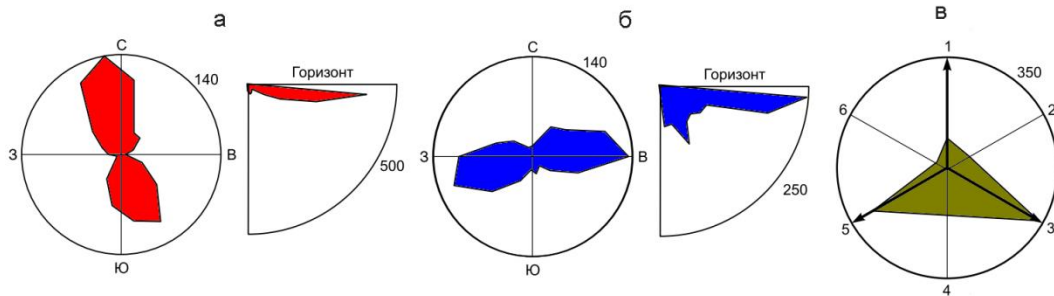


Рис. 6.2.4. Роза-диаграммы распределения числа событий по направлениям азимутов и углам погружения осей сжатия P (а) и растяжения T (б) снимаемых напряжений, а также типов механизмов очагов землетрясений (в) в соответствии с кинематикой смещений по разрывам: 1 – сбросы, 2 – сбросо-сдвиги, 3 – сдвиги по простиранию, 4 – взбросо-сдвиги, 5 – взбросы, 6 – взрезы или подвиги. Цифрами указано максимальное число встречаемости соответствующих параметров (по [Ребецкий и др., 2016])

На рис. 6.2.5 показано пространственное распределение в коре различных типов механизмов очагов землетрясений. Из приведенного рисунка видно, что практически повсеместно наблюдаются вариации кинематических типов механизмов, о чем было отмечено в разделе 4.1. Взбросы часто сочетаются со взбросо-сдвигами, а иногда и с чистыми сдвигами. Землетрясения с механизмами в виде взбросов и взбросо-сдвигов наблюдаются в коре практически всего региона. Сбросы, хотя и в меньшем количестве, но также встречаются. При реконструкции напряжений использованы механизмы очагов землетрясений в магнитудном

диапазоне от 1.5 до 3.5, что привело к получению данных о напряжениях регионального масштаба.

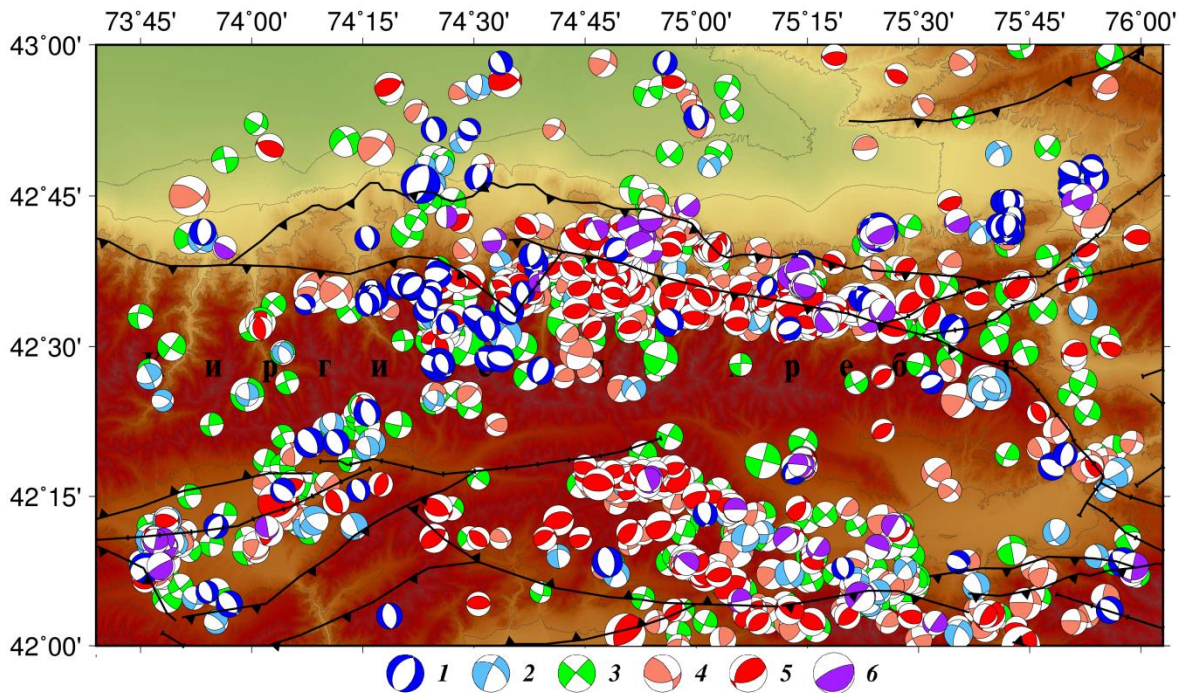


Рис. 6.2.5. Фокальные механизмы очагов землетрясений (1056 событий): 1 – сброс; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – взбросо-сдвиг; 5 – взброс; 6 – взрез

6.2.3. Результаты реконструкции напряжений

Следует отметить, что ранее в работе [Rebetsky et al., 2012] частично были представлены результаты анализа современных напряжений в коре Северного Тянь-Шаня, относящиеся к самому верхнему сейсмогенному слою коры (глубины до 10 км). Увеличение каталога механизмов очагов землетрясений позволило уточнить результаты предыдущей реконструкции напряжений и расширить область коры с данными о напряженном состоянии. В этом разделе будут представлены результаты исследований, относящиеся ко всему сейсмогенному слою до глубин 25 км.

Анализ плотности распределения и диапазона магнитуд очагов землетрясений (1056 событий) из каталога механизмов показал, что линейный масштаб осреднения реконструируемых напряжений может соответствовать 10–15 км. Поэтому реконструкция напряжений выполнялась по сетке $0.05 \times 0.05^\circ$ в латеральном направлении. По глубине расчеты выполнялись для горизонтальных полос мощностью 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км (т. е. полосы расчета напряжений пересекались по глубине). По результатам расчетов были получены данные о параметрах напряжений для 286, 467, 407 и 142 доменов по вышеуказанным глубинам.

Однородные выборки механизмов очагов землетрясений содержали не менее шести событий, что позволяло в основном выдерживать точность определения осей главных

напряжений до $10\text{--}15^\circ$ и коэффициента Лоде – Надаи, характеризующего вид тензора напряжений, не хуже 0.2. Созданные на первом этапе реконструкции параметров эллипсоида напряжений (ориентация трех главных осей и коэффициент Лоде – Надаи) однородные выборки механизмов очагов землетрясений позволяют на втором этапе расчета МКА определять относительные величины напряжений.

Следует особо отметить, что в данном разделе приводятся новые результаты, несколько отличающиеся от опубликованных ранее работ [Ребецкий и др., 2009а, 2009б, 2010; Rebetsky et al., 2012; Ребецкий, Сычева, 2008]. В указанных работах реконструкция выполнялась по данным каталога механизмов очагов землетрясений за период с 1998 по 2008 г., насчитывавшего 889 событий, что дало возможность для четырех слоев коры получить данные в 283, 384, 328 и 176 доменах соответственно. Увеличение числа механизмов очагов землетрясений (почти на 9%) позволило, с одной стороны, несколько расширить область коры, для которой получены данные о напряженном состоянии (это особенно касалось средних слоев коры). С другой стороны, что являлось более важным, удалось выполнить реконструкцию с более жесткими требованиями к формированию однородных выборок землетрясений и с меньшим окном усреднения напряжений. Так, если в предыдущем расчете минимальное число событий в однородной выборке допускалось равное 5, то в расчете, выполненном в данном исследовании, минимальное число событий было 6. Опыт реконструкции напряжений показывает, что увеличение числа событий в однородной выборке механизмов очагов землетрясений дает возможность получать параметры напряженного состояния с меньшей пространственной вариабельностью.

Параметры эллипсоида напряжений. Реконструкция показала, что *оси алгебраически минимального главного напряжения (максимального сжатия) σ_3* имеют субмеридиональное простирание $330\text{--}360^\circ\text{N}$ и $150\text{--}180^\circ\text{S}$ (рис. 6.2.6а).

На глубине 0–10 км погружение осей этого главного напряжения практически везде направлено на север и северо-запад. С увеличением глубины появляется достаточно большое число (около 30%) доменов коры с осью σ_3 , погружающейся на юг. Погружение этих осей в основном пологое (погружению в $0\text{--}20^\circ$ соответствуют около 50% определений). Для самого верхнего слоя на роза-диаграммах, изображенных в верхнем левом углу карт, наиболее отчетливо проявляется и субвертикальная ориентация этих осей (до 10% доменов). Подобные домены в меньшем числе существуют и для глубинного уровня 5–15 км и полностью исчезают для глубин 10–20 и 15–25 км.

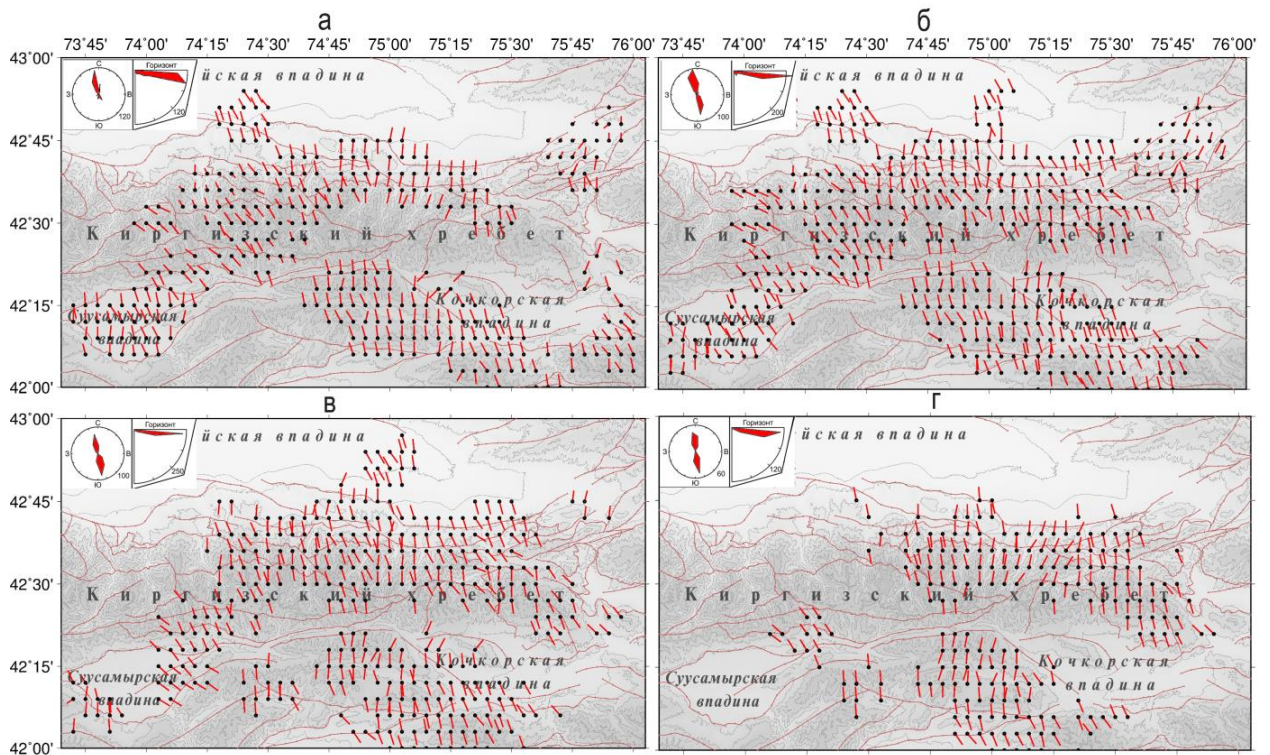


Рис. 6.2.6. Проекция на горизонтальную плоскость погружения осей главных напряжений σ_3 (по [Ребецкий и др., 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: а – 0–10 км; б – 5–15 км; в – 10–20 км; г – 15–25 км. В верхнем левом углу показаны роза-диаграммы, определяющие представительство различных диапазонов простирания (через 20°) и погружения (через 10°) осей этого напряжения

Области верхней части коры, где оси σ_3 имеют субвертикальное направление, приурочены к восточному сегменту Чуйской впадины, северному и южному склонам Киргизского хребта к северо-востоку от Суусамырской впадины.

Оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (минимального сжатия или максимального девиаторного растяжения) имеют несколько большую вариабельность ориентации, чем напряжения максимального сжатия, и в двух верхних слоях в основном направлены субширотно $240\text{--}270^\circ\text{W}$ и $60\text{--}90^\circ\text{E}$ (рис. 6.2.7а, б). На глубинах 10–20 и 15–25 км (см. рис. 6.2.7в, г) направления с погружением этих осей на запад имеют существенно большее преимущество. Для малых глубин расчета 0–10 и 5–15 км определений σ_1 с пологим погружением (около 20°) много больше, чем с крутым (углы погружения около $50\text{--}70^\circ$). На больших глубинах наблюдаются два близких по представительности угла преимущественного погружения этой оси главного напряжения: пологое и достаточно крутое. Области с субвертикальной ориентацией осей σ_1 наиболее интенсивно представлены на глубинах 10–20 и 15–25 км в центральной части региона. Причину изменения ориентации оси этого главного напряжения с субгоризонтального положения на субвертикальное скорее следует связывать с эволюцией рельефа кровли коры, чем с различием свойств пород.

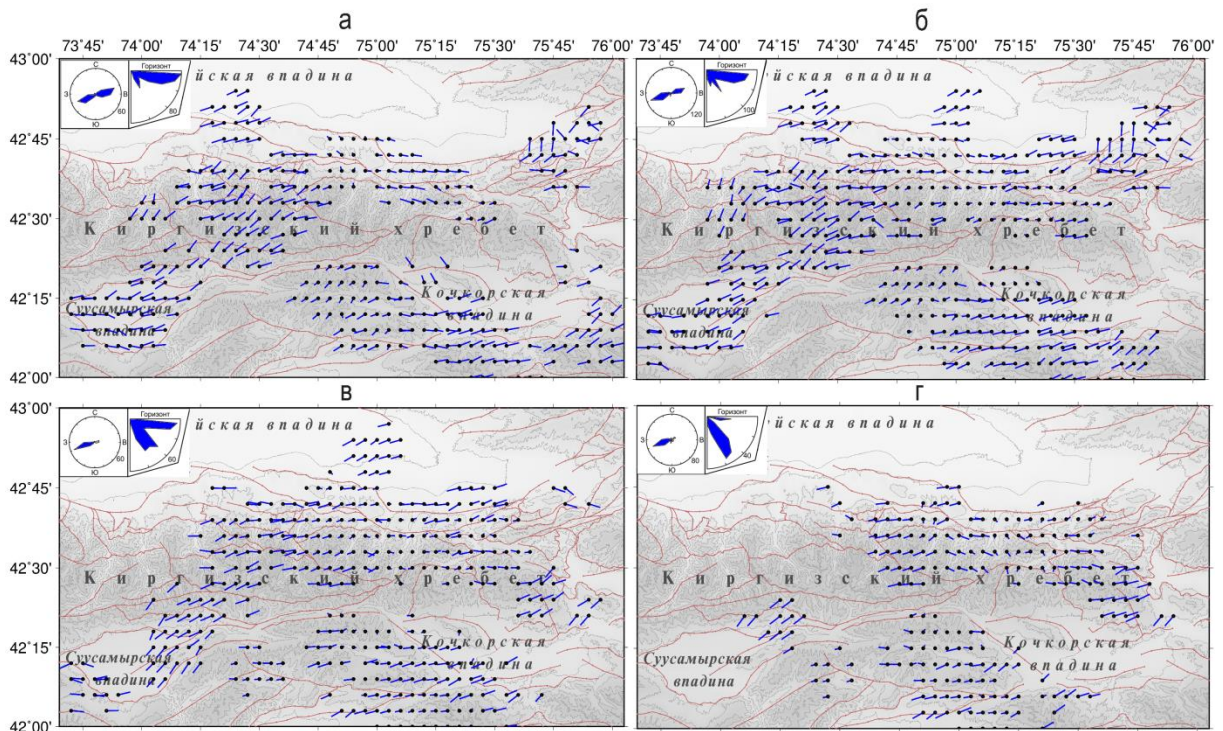


Рис. 6.2.7. Проекция на горизонтальную плоскость погружения осей главных напряжений σ_1 (по [Ребецкий и др., 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: *а* – 0–10 км; *б* – 5–15 км; *в* – 10–20 км; *г* – 15–25 км. В верхнем левом углу показаны роза-диаграммы, определяющие представительность различных диапазонов простирания и погружения осей этого напряжения

Анализ геодинамического типа напряженного состояния показал, что для глубины менее 10 км (рис. 6.2.8а, б) большая часть региона имеет режим горизонтального сдвига при достаточно широком представительстве режима горизонтального сжатия. Однако, кроме этих двух типов напряженного состояния, выявляются три локальные области горизонтального растяжения, где оси максимального сжатия ориентированы субвертикально, а оси минимального сжатия – субгоризонтальны. Две из них находятся в западном сегменте Киргизского хребта, а одна – в восточной части Чуйской впадины. Для первых двух участков коры оси максимального девиаторного растяжения ориентированы в восточно-северо-восточном направлении, а для третьего – в субширотном.

В целом геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении наблюдается в коре центральной части Северного Тянь-Шаня. Со всех сторон эта зона окружена корой, где имеет место горизонтальный сдвиг и его сочетание со сжатием и растяжением.

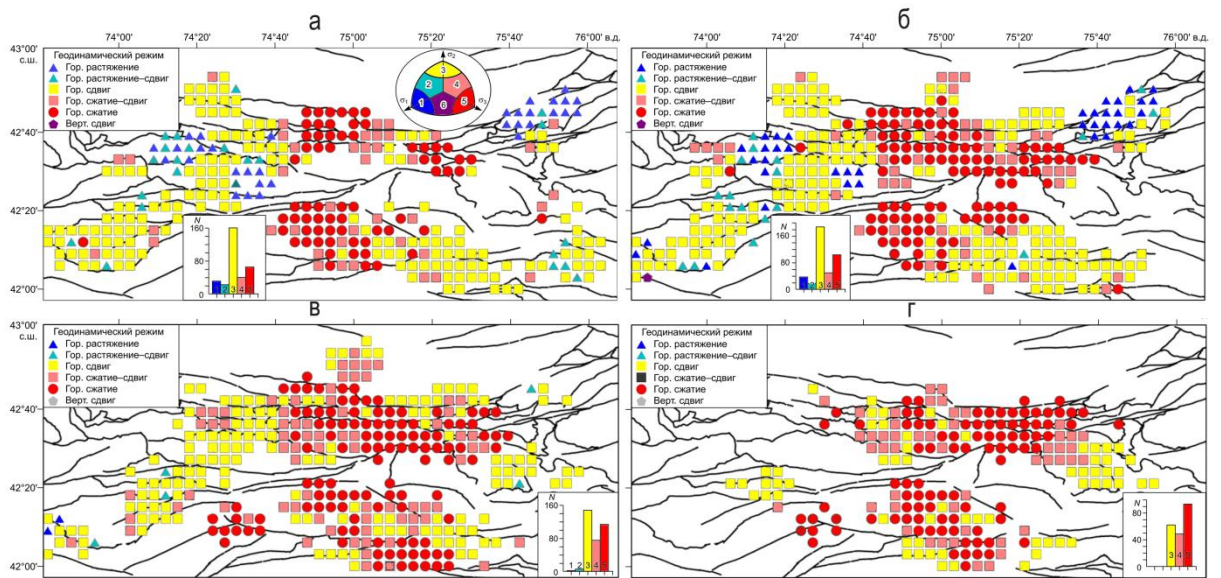


Рис. 6.2.8. Геодинамический тип напряженного состояния (по [Ребецкий и др., 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: а – 0–10 км; б – 5–15 км; в – 10–20 км; г – 15–25 км. Для рисунка а показано деление квадранта, построенного на осях главных напряжений, на 6 зон. Попадание оси на зенит в каждую из зон определяет соответствующий геодинамический тип напряженного состояния: 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом; 3 – сдвиг в горизонтальной плоскости; 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной плоскости. На вкладке представительность каждого типа геодинамического режима

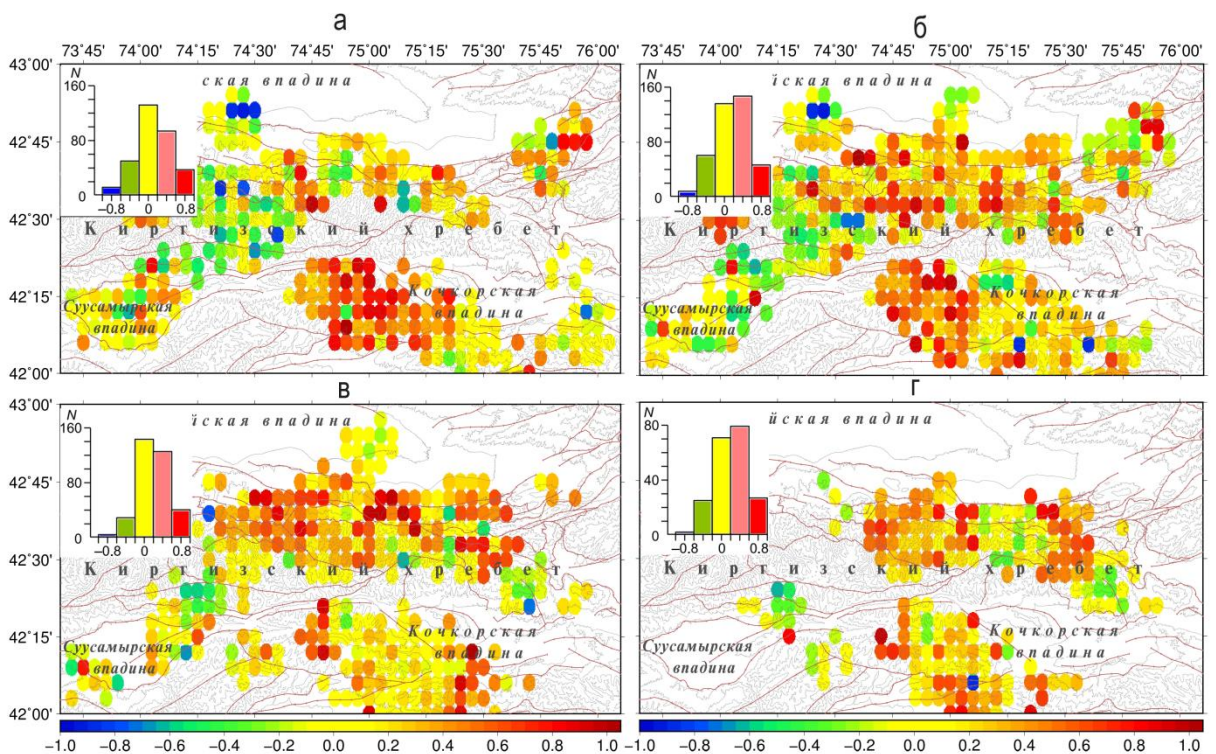


Рис. 6.2.9. Значения коэффициента Лоде – Надаи. Глубинные уровни реконструкции напряжений: а – 0–10 км; б – 5–15 км; в – 10–20 км; г – 15–25 км. Внизу диаграмма, характеризующая представительность разных диапазонов значений коэффициента Лоде – Надаи ($-1 \leq \mu_{\sigma} \leq 1$)

Результаты расчетов коэффициента Лоде – Надаи для слоев 5, 10, 15 и 20 км представлены на рис. 6.2.9. Для каждой глубины на рисунке показаны гистограммы количества доменов со значениями коэффициента Лоде – Нади, соответствующего одноосному сжатию ($1 \geq \mu_\sigma > 0.6$), преобладанию одноосного сжатия ($0.6 \geq \mu_\sigma > 0.2$), чистому сдвигу ($0.2 \geq \mu_\sigma \geq -0.2$), преобладанию одноосного растяжения ($-0.2 > \mu_\sigma \geq -0.6$) и одноосному растяжению ($-0.6 > \mu_\sigma \geq -1$).

В земной коре Северного Тянь-Шаня на глубинах 0–10 км и 10–20 км основной вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу со значениями коэффициента μ_σ , изменяющимися от -0.2 до 0.2 , при этом существует достаточное число доменов, где величина этого коэффициента близка к $+1$ и -1 . Здесь имеет место соответственно одноосное сжатие и растяжение. На глубинах 5–15 км и 15–25 км основной вид тензора напряжений отвечает преобладанию одноосного сжатия при достаточно большом представительстве доменов со значениями коэффициента μ_σ , изменяющимися от -0.2 до 0.2 (чистый сдвиг), и $\mu_\sigma < -0.2$ (преобладание одноосного растяжения).

6.3. Обсуждение результатов

Анализ сейсмологических данных выполнялся двумя различными методами: С.Л. Юнги [1990] и Ю.Л. Ребецкого [1999, 2007a]. В первом случае на основе *метода сеймотектонических деформаций* рассчитывались параметры тензора приращений СТД. Во втором, основанном на *методе катакластического анализа* (МКА) разрывных нарушений, кроме параметров тензора приращений СТД определялись также компоненты тензора напряжений. Различие между этими методами заключается в принципах формирования выборок сейсмологических данных, о которых было сказано выше (раздел 1.3.2). Различие в подходах к формированию анализируемых выборок может влиять на детальность полученных результатов.

Выяснение механизма генерации тектонических напряжений в земной коре горно-складчатых областей является критически важной темой исследований при разработке геодинамических моделей эволюции литосферы. Данные о напряжениях, «измеренных» в массивах в их естественном, природном состоянии, следует признать главным источником изучения способа нагружения литосферы и ее реакции на это нагружение. В настоящее время столь детальные исследования поля природных напряжений проведены для коры Алтая и Саян [Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2013], а также для коры Высокой Азии [Ребецкий, Алексеев, 2014]. По результатам этих исследований было установлено, что существует определенная взаимосвязь между типом напряженного состояния коры и морфологией ее рельефа (поднятия в виде хребтов, плато или нагорий, впадины).

Обобщая исследования, выполненные по методу МКА, заключаем, что напряженное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня не выглядит таким простым, как это следовало бы из первичного анализа горизонтальных движений поверхности коры, получаемого по данным ГНСС. Эта сложность напряженного состояния не выявляется, если анализировать только ориентацию осей главных напряжений максимального сжатия. Она здесь очень устойчивая, определяющая преимущественное направление погружения этих осей на север–северо-запад и юг–юго-восток, что соответствует ориентации векторов смещений по данным ГНСС. Сложность напряженного состояния коры изучаемого района проявляется в площадном распределении ряда важнейших параметров, характеризующих особенности деформирования горных массивов.

Результаты тектонофизической реконструкции, выполненной для Северного Тянь-Шаня, показали, что кора центральной части исследуемого района, для которой характерно плотное сочленение высокогорных хребтов, представлена режимом горизонтального сжатия. Кора Суусамырской и Кочкорской впадин имеет режим горизонтального сдвига. Восточное окончание Чуйской впадины и западный сегмент Киргизского хребта представлены режимом горизонтального растяжения. Эти данные не противоречат полученному ранее результату [Rebetsky et al., 2012].

Сравнение результатов СТД с данными ГНСС-измерений показало: направления осей укорочения и удлинения в целом совпадают, а интенсивность СТД в среднем на 2–3 порядка слабее интенсивности деформаций по данным ГНСС. По методу СТД и ГНСС выделяется зона, расположенная в районе Кастекского хребта, для которой величина компоненты оси удлинения превышает значение оси укорочения (режим растяжения). Сравнение полей суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации выявило различие режимов в Суусамырской впадине, где по данным ГНСС в горизонтальной плоскости имеется значительное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации.

Завершая описание полученных результатов о параметрах напряженно-деформированного состояния коры Северного Тянь-Шаня, сопоставим распределения этих параметров и сейсмичность изучаемого региона. Для этого используем изложенные в разделе 2.4 характеристики умеренных землетрясений, произошедших на той же территории БГП, для которой строились распределения очаговых параметров землетрясений и определяемых на их основе величин интенсивности СТД, параметра Ладе-Надаи и др.

На рис. 6.3.1а представлена карта СТД на фоне распределения интенсивности СТД (см. рис. 6.1.6). На эту же карту вынесены умеренные землетрясения с $M \geq 4.4$, произошедшие с 1996 по 2020 годы [Сычева, 2022]. На рассматриваемой территории ($41.75\text{--}43^\circ$ с.ш., $73.5\text{--}76^\circ$ в.д.) произошло 13 событий из которых сформирована выборка. Максимальная магнитуда

событий из этой выборки составляет $M = 5.4$, минимальная $M = 4.5$. Семь из этих событий расположены в области с высоким значением интенсивности СТД (порядка $0.2 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$). Это область северных предгорий Киргизского хребта, горы Сандык и Карамайнок. Три землетрясения произошли там, где значения интенсивности СТД минимальны – в западной части исследуемой территории (порядка $0.01 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$) и три землетрясения произошли там, где наблюдается интенсивность СТД на уровне $0.09 \cdot 10^{-9}$ год $^{-1}$: два землетрясения в крайней восточной части Киргизского хребта и одно землетрясение в северо-восточной части Джумгальской впадины. Различие максимального и минимального уровней интенсивности СТД в областях, где происходили события умеренных магнитуд, двадцатикратное.

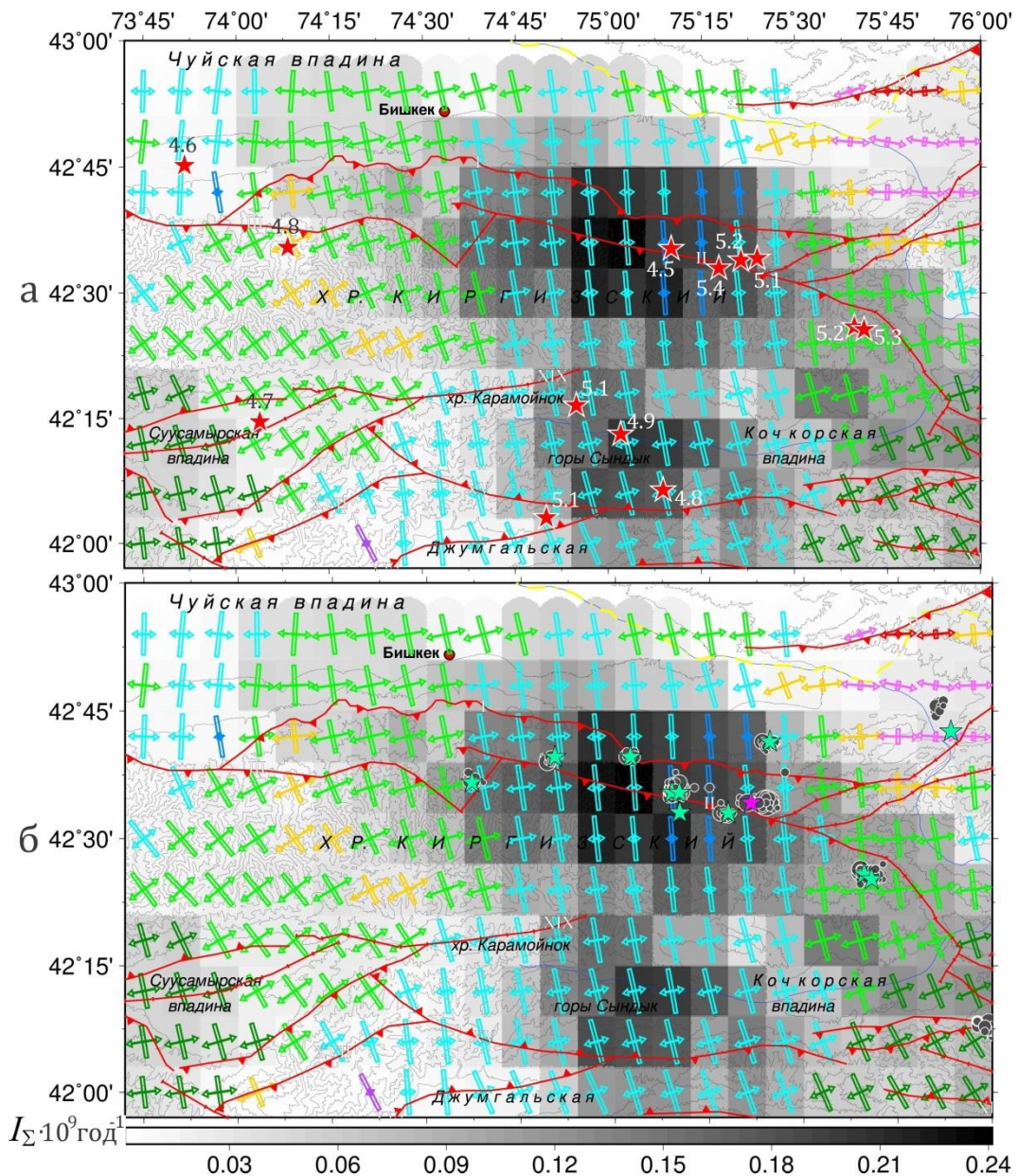


Рис. 6.3.1. Карта СТД, фоном на карте представлена интенсивность СТД, единица измерения – 10^{-9} год $^{-1}$, красные линии – разломы по [Абрдрахматов, 2016] и: (а) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 4.4$ ($K \geq 12$, 13 событий); (б) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$, 12 событий) после которых произошли афтершоки и эпицентральное положение

афтершоков. Малиновой звездочкой отмечено землетрясение, произошедшее 21 апреля 2017 года с $M=4.5$ ($K=12.1$), после которого произошло 72 афтершока

Карта СТД отражает деформационный процесс земной коры на рассматриваемой территории: одно событие произошло в зоне сжатия, 8 событий произошли на территории, которая характеризуется режимом транспрессии, 4 события – в области с режимом горизонтального сдвига. Эпицентры трех событий с наибольшей магнитудой попадают в область с режимом транспрессии и горизонтального сдвига. Для 3 событий с наименьшими магнитудами эпицентры лежат в областях с режимами сжатия, транспрессии и горизонтального сдвига.

На рис. 6.3.1б показано эпицентральное положение выборки сейсмических событий с магнитудой $M \geq 3.3$ (минимальная магнитуда землетрясения $M = 3.4$, максимальная $M = 5.4$), после которых последовали афтершоковые события (1996–2020 гг.). Наряду с 12 главными событиями, показаны положения афтершоков. Максимальное количество афтершоков (72 события) последовало после землетрясения 21.04.2017 с $M = 4.5$ (отмечено малиновой звездочкой на рис. 6.3.1б). Для этого события зарегистрировано максимальное количество форшоков (6 землетрясений), которые произошли за два дня до главного события 21.04.2017 года. Это единственный пример, когда форшоки могли быть предвестниками главного толчка. Гипоцентр этого события находится в области с интенсивностью СТД $0.2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Девять землетрясений произошли вдоль северных предгорий Киргизского хребта, где интенсивность СТД около $0.2 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Два землетрясения произошли в крайней восточной части Киргизского хребта, где интенсивность составляет $0.1 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹ и одно землетрясение произошло в крайней восточной части Чуйской впадины, где интенсивность СТД минимальна – $0.01 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. События с афтершоками в основном расположены в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена и Казахского щита и большей частью в области, характеризующейся такими режимами СТД, как сжатие и транспрессия.

На рис. 6.3.2а показано распределение коэффициента Лоде – Надаи. Так же как и на рис. 6.3.1а, на рис. 6.3.2а вынесены эпицентры землетрясений с магнитудами $M \geq 4.4$. Четыре события произошли в области с $\mu_\epsilon > 0.2$, что соответствует деформации преобладания одноосного сжатия. Другие 5 событий – в области с $\mu_\epsilon > 0.6$, что соответствует деформации одноосного сжатия, 3 события – в области с $0.2 \geq \mu_\epsilon \geq -0.2$, где реализуется режим деформации чистого сдвига и одно событие произошло в области с $\mu_\epsilon < -0.2$, с режимом деформации преобладания одноосного растяжения. Таким образом, большая часть эпицентров событий с $M \geq 4.4$ (69%) находится в области преобладания одноосного сжатия и одноосного сжатия.

На рис. 6.3.2б на фоне распределения коэффициента Лоде – Надаи показаны эпицентры 12 землетрясений с $M \geq 3.3$, после которых последовали афтершоковые события. Эпицентры 9

главных событий расположены в области, где коэффициент Лодэ – Надаи $\mu_\epsilon < 0.6$, что соответствует деформации преобладания одноосного сжатия. Три события расположены в области с $0.2 \geq \mu_\epsilon \geq -0.2$, что соответствует деформации чистого сдвига. В областях с деформацией одноосного сжатия (горы Сандык, Карамойнок) события с афтершоками не зафиксированы.

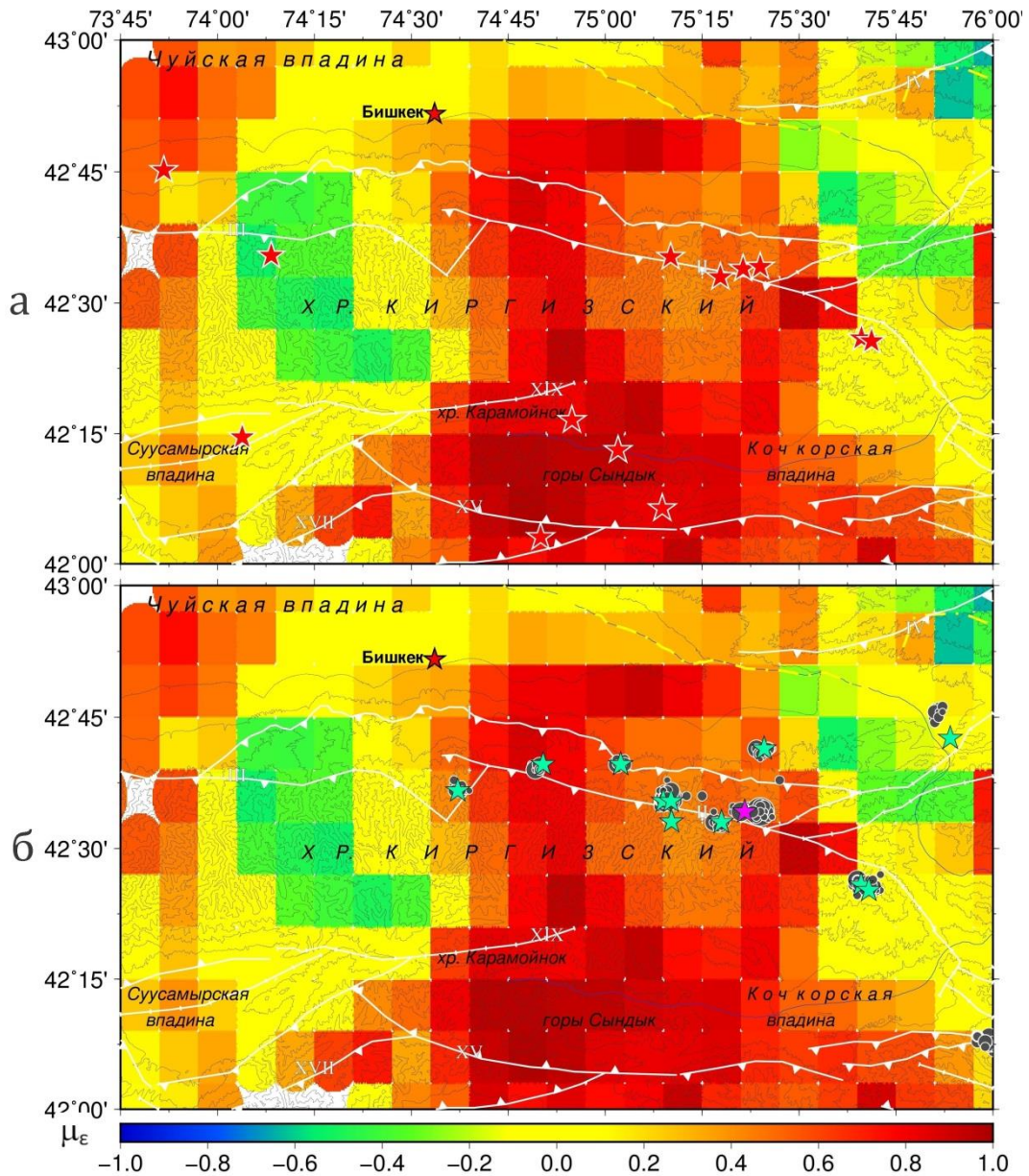


Рис. 6.3.2. Распределение коэффициента Лодэ – Надаи и: (а) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 4.4$ ($K \geq 12, 13$ событий); (б) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10, 12$ событий) после которых произошли афтершоки и эпицентральное положение афтершоков. Малиновой звездочкой отмечено землетрясение, произошедшее 21 апреля 2017 года с $M = 4.5$ ($K = 12.1$), после которого произошло 72 афтершока.

На рис. 6.3.3а представлено распределение логарифма средневзвешенного сброшенного напряжения и эпицентральное расположение умеренных землетрясений с $M \geq 4.4$. Границы карты на рис. 6.3.3 шире, чем на рис. 6.3.1 и рис. 6.3.2, и показано 20 событий с $M \geq 4.4$.

Эпицентры всех умеренных землетрясений попали в ячейки с уровнем средневзвешенного сброшенного напряжения более 2 МПа (см. главу 5).

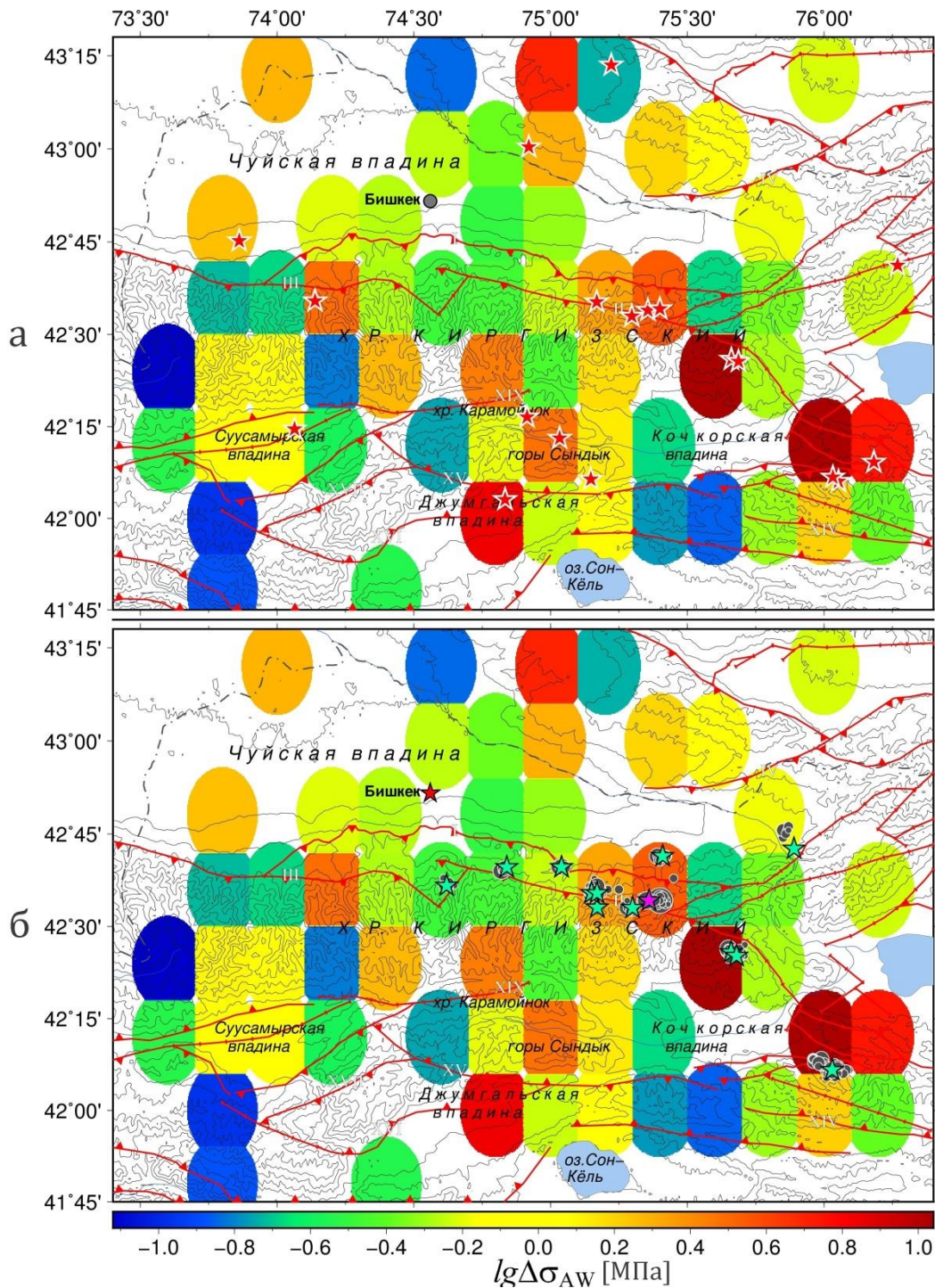


Рис. 6.3.3. Распределение логарифма средневзвешенного сброшенного напряжения, выраженного в МПа, и: (а) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 4.4$ ($K \geq 12$, 20 событий); (б) – эпицентральное положение землетрясений с $M \geq 3.3$ ($K \geq 10$, 12 событий) после которых произошли афтершоки и эпицентральное положение афтершоков. Малиновой звездочкой отмечено землетрясение, произошедшее 21 апреля 2017 года с $M = 4.5$ ($K = 12.1$), после которого произошло 72 афтершока

Для большей части этих землетрясений основной сброс напряжений происходит в доменах, расположенных вдоль границ Киргизского блока, его крайней восточной части и вдоль северо-восточных границ. Внутри территории блока тоже происходит сброс напряжений: в северо-восточной части Джумгальской впадины, в районе горы Сандык и Карамойнок. Для 4 событий с наибольшей магнитудой эпицентры попадают в область с усредненными $\Delta\sigma_{AW}$ в диапазоне 3–6 МПа, а для 4 событий с наименьшими магнитудами эпицентры лежат в областях с $\Delta\sigma_{AW}$ менее 3 МПа. Стоит отметить, что для наиболее сильного на изучаемой территории Кочкорского землетрясения 2006 г. ($M = 5.8$) положение эпицентра оказывается на границе ячеек $\Delta\sigma_{AW}$ с высокими и низкими значениями этого параметра, т. е. в зоне со значительной неоднородностью усредненных сброшенных напряжений.

На рис. 6.3.3б представлено распределение логарифма средневзвешенного сброшенного напряжения и эпицентральное расположение землетрясений с $M \geq 3.3$, после которых произошли афтершоки. Наряду с главными событиями показаны положения афтершоков. Девять землетрясений расположены в ячейках с уровнем средневзвешенного сброшенного напряжения более 2 МПа, а 4 землетрясения – там, где уровень средневзвешенного сброшенного напряжения составляет 0.4 МПа (малый сброс напряжений). Все эти события отнесены к слабым (магнитуда событий: 3.4, 3.8, 3.6, 4.2).

Рассмотренные примеры демонстрируют информативность использования результатов массового определения очаговых параметров, а также расчетов интенсивности СТД и параметра Лоде – Надаи для углубления анализа данных о параметрах гипоцентров из сейсмических каталогов.

6.4. Выводы

1. Двумя методами – СТД и МКА проведена оценка параметров напряженно-деформированного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня. Полученные результаты однозначно отображают напряженно-деформированное состояние исследуемой области; некоторые отличия связаны с разным подходом к формированию анализируемой выборки.
2. По данным СТД оси укорочения имеют направление в границах $330\text{--}360^\circ\text{N}$ и $150\text{--}180^\circ\text{S}$. С глубиной ось укорочения меняет свое направление на меридиональное. Оси удлинения имеют направление в пределах $255\text{--}275^\circ\text{W}$ и $75\text{--}95^\circ\text{E}$.
3. Западная и крайняя восточная части исследуемой территории характеризуются режимом горизонтального сдвига, а центральная и восточная – режимом транспрессии. Приповерхностный слой земной коры (0–10 км) характеризуется многообразием

режимов СТД: от режима растяжения до сжатия, что можно объяснить блочным строением приповерхностного слоя и локальным режимом деформации. С увеличением глубины деформационное поле становится более однородным.

4. Значительная часть исследуемой территории (60%, центральная и восточная части) характеризуется деформацией одноосного сжатия ($\mu_\epsilon > 0.6$) или преобладанием одноосного сжатия ($\mu_\epsilon > 0.2$), третья часть территории (31%, западная часть) находится в условиях чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu_\epsilon \leq 0.2$) и незначительная часть (9%, сегмент в западной части и северо-восточная часть) в условиях преобладания одноосного растяжения ($\mu_\epsilon \leq -0.2$).
5. Закономерности пространственного распределения сейсмотектонической деформации земной коры Северного Тянь-Шаня. Неоднородность СТД проявляется в распределении параметра Лоде – Надаи с квазиоднородными значениями в доменах (круговых областях) с размерами до 50 км.
6. Для исследуемой территории по сейсмическим и ГНСС-данным наблюдается хорошая совместимость деформационных моделей: направления главных осей горизонтальной части тензора совпадают либо близки, режимы деформации в большей части территории также идентичны. Для основной части территории (68% площади) разница в направлении осей укорочения составляет $0-15^\circ$. На незначительной площади разница в направлении более 20° .
7. По данным реконструкции МКА оси алгебраически минимального главного напряжения (максимального сжатия) σ_3 имеют субмеридиональное простирание $330-360^\circ\text{N}$ и $150-180^\circ\text{S}$; оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (минимального сжатия или максимального девиаторного растяжения) имеют несколько большую вариабельность ориентации, чем напряжения максимального сжатия и в основном направлены субширотно $240-270^\circ\text{W}$ и $60-90^\circ\text{E}$.
8. В коре центральной части Северного Тянь-Шаня наблюдается геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении; со всех сторон эта зона окружена корой, где имеет место горизонтальный сдвиг и его сочетание со сжатием и растяжением.
9. Характер напряженного состояния в коре Северного Тянь-Шаня определяется морфологическим типом: для коры хребтов наибольшее сжатие всегда субгоризонтально, а для коры внутригорных впадин промежуточное главное напряжение всегда субвертикально.

Заключение

Сейсмичность в зоне сочленения Тянь-Шаньского орогена (Северный Тянь-Шань) и Казахской плиты является проявлением современных региональных и локальных геотектонических (тектонических) процессов. Данные о геологическом строении этого региона и современной геодинамике не могут объяснить особенности сильных землетрясений на его территории: геофизические предвестники отсутствуют или выражены значительно слабее, чем в других регионах.

Для продвижения исследований по возможности прогноза ЗЛТ в Северном Тянь-Шане важно изучение очаговых параметров землетрясений и напряженно-деформированного состояния среды. Для проведения этих исследований актуально массовое определение кинематических (фокальных) и динамических параметров землетрясений и создание банков данных этих параметров, включающих сильные, умеренные и, по возможности, слабые сейсмические события. Наличие современной цифровой сейсмологической сети KNET и сети глобальной системы спутниковой навигации (ГНСС) на территории Бишкекского геодинамического полигона обеспечивает возможность все более подробного исследования ключевых проблем геодинамики и сейсмической опасности территории Северного Тянь-Шаня. Проведенное исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET позволит отнести их к малозумящим станциям. Качественные сейсмограммы сейсмологической сети KNET пригодны для использования при расчете очаговых параметров (кинематических и динамических) для большого числа землетрясений в исследуемом регионе, сравнимых с общим числом зарегистрированных событий с магнитудами $M > 3$. Сейсмические данные поставляют существенную часть информации о напряженном состоянии земной коры, сравнение которой с данными ГНСС-наблюдений представляет значительный интерес.

Диссертационная работа подводит итог авторских исследований очаговых параметров землетрясений и напряженно-деформированного состояния земной коры по данным сети KNET. Детально изложены результаты исследования напряженно-деформированного состояния на базе статистики механизмов очагов. Сформирован массив фокальных механизмов очагов, который включает в себя 1770 механизмов очагов землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня с 1994 по 2021 гг., и тензоров сейсмического момента для 334 землетрясений Центрального Тянь-Шаня, которые произошли с 1996 по 2021 гг. Статистический анализ фокальных механизмов показал, что в рассматриваемом регионе формируются в основном очаги, относящиеся по характеру происходящих в них подвижек к трем типам: взбросы, взбросо-сдвиги и горизонтальные сдвиги. Сбросовые и сбросо-сдвиговые события происходят реже и имеют случайную пространственную локализацию. Для

рассматриваемых событий преобладающим направлением азимутов осей сжатия является северо-северо-западное, а для осей растяжения – востоко-северо-восточное. С глубиной ось сжатия меняет свое направление с северо-северо-западного на северное.

На основе двух методов – СТД и МКА – получены компактные модели деформации и напряженного состояния земной коры исследуемой территории. Построены карты СТД, геодинамического типа напряженного состояния, распределения параметра Лоде – Надаи для земной коры отдельных областей Тянь-Шаня, которые можно использовать для сравнительного анализа с другими геофизическими полями, в частности с полем деформаций земной поверхности по ГНСС-данным.

По данным СТД оси укорочения имеют направление в границах $330\text{--}360^\circ\text{N}$ и $150\text{--}180^\circ\text{S}$. С глубиной ось укорочения меняет свое направление на меридианальное. Оси удлинения имеют направление в пределах $255\text{--}275^\circ\text{W}$ и $75\text{--}95^\circ\text{E}$. Западная и крайняя восточная части исследуемой территории характеризуются режимом горизонтального сдвига, а восточная – режимом транспрессии. Приповерхностный слой земной коры (0–10 км) характеризуется многообразием режимов СТД от режима растяжения до сжатия, что можно объяснить блочным строением приповерхностного слоя и локальным режимом деформации. С увеличением глубины деформационное поле становится более однородным. Значительная часть исследуемой территории (60%, центральная и восточная части) характеризуется деформацией простого сжатия (одноосного сжатия, $\mu\epsilon > 0.6$) или преобладанием простого сжатия (преобладание одноосного сжатия $\mu\epsilon > 0.2$), третья часть территории (31%, западная часть) находится в условиях чистого сдвига ($-0.2 \leq \mu\epsilon \leq 0.2$) и незначительная часть (9%, сегмент в западной части и северо-восточная часть) в условиях преобладания простого растяжения ($\mu\epsilon \leq -0.2$, преобладание одноосного растяжения).

Привлечение ГНСС-данных и сравнение моделей деформации с сейсмическими данными указывают на совместимость деформационных моделей: направления главных осей горизонтальной части тензора совпадают либо близки, режимы деформации в большей части территории также идентичны. Для основной части точек абсолютное значение разницы в направлении осей укорочения составляет $0\text{--}15^\circ$. Незначительная часть точек имеет разницу в направлении более 20° .

По данным реконструкции МКА оси алгебраически минимального главного напряжения (максимального сжатия) σ_3 имеют субмеридиональное простирание $330\text{--}360^\circ\text{N}$ и $150\text{--}180^\circ\text{S}$; оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (минимального сжатия или максимального девиаторного растяжения) имеют несколько большую вариабельность ориентации, чем напряжения максимального сжатия, и в основном направлены субширотно ($240\text{--}270^\circ\text{W}$ и 60--

90°E). В коре центральной части Северного Тянь-Шаня наблюдается геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении; со всех сторон эта зона окружена корой, где имеет место горизонтальный сдвиг и его сочетание со сжатием и растяжением. В земной коре Северного Тянь-Шаня основной вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу со значениями коэффициента μ_σ , изменяющимися от -0.2 до 0.2 , при этом существует достаточное число доменов, где величина этого коэффициента близка к $+1$ и -1 . Здесь имеет место соответственно одноосное сжатие и растяжение.

Обнаружено, что поле напряжений в коре Северного Тянь-Шаня (глубина до 25 км) неоднородно. Неоднородность геодинамического режима связана с масштабом геологических структурных элементов. Для горных поднятий в виде хребтов характерен режим горизонтального сжатия и горизонтального сдвига, для внутригорных впадин – режим горизонтального сдвига, для передовой Чуйской впадины – режим горизонтального растяжения и сдвига. Характерный масштаб неоднородности, на котором существенно меняются значения параметра Лоде-Надаи и тип геодинамического режима, не превышает 50–100 км.

Впервые получены параметры затухания: сейсмической добротности Q и функции затухания для территории Бишкекского геодинамического полигона. На основе модели однократного рассеяния к coda-волнам землетрясений установлены параметры Q_0 и n , описывающие частотную зависимость добротности для областей радиусом 100 км вокруг станций сети KNET и для территории БГП в целом. Эти параметры определены для глубин 65, 70, 80, 90, 100 и 109 км. Поглощающие свойства среды уменьшаются по экспоненциальному закону до глубины 80 км (граница Мохо), после чего свойства среды меняются незначительно.

Методом томографической инверсии получены первые модели затухания сейсмических P - и S -волн для территории БГП до глубины 15 км, на основе которых были выделены области с разным уровнем затухания – с более высоким (горные хребты) и низким ослаблением (впадины) сейсмических волн.

Впервые определены стационарные поправки для станций сети KNET, которые были использованы при построении очагового спектра. Станции сейсмологической сети KNET расположены на гранитном основании и не порождают резонансных эффектов.

Выполнен расчет динамических параметров очагов землетрясений (скалярный сейсмический момент, радиус очага, сброс касательных напряжений и др.), произошедших на территории Северного Тянь-Шаня. Сформирован представительный банк данных о динамических параметрах землетрясений, которые произошли на территории Северного Тянь-Шаня. Построены распределения динамических параметров от магнитуды и скалярного сейсмического момента, определены зависимости и коэффициенты корреляции, выявлены высокие корреляции между скалярным сейсмическим моментом M_0 и магнитудой

(коэффициент корреляции больше 0.9). Для относительно слабых событий установлена степенная зависимость (регрессия) сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента M_0 . Полученная регрессия между M_0 и магнитудой хорошо согласуется с известным соотношением, приведённым Ризниченко Ю.В. Зависимость сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента для землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня, описывается степенной функцией $\Delta\sigma = 1.75 \cdot 10^{-5} \cdot M_0^{0.42}$ с показателем порядка 0.4, что указывает на отсутствие подобия очагов событий разных энергетических масштабов. На территории Северного Тянь-Шаня выделены области значительного сброса напряжений. Согласно распределению параметра Лодэ-Надаи повышенный уровень сброса напряжений характерен для областей, характеризующихся режимом деформации простого сжатия и преобладанием простого сжатия. Проведенное сравнение динамических параметров по нескольким регионам (Байкал, Крым, Балтийский щит и др.) показало хорошее согласование по распределению скалярного сейсмического момента от магнитуды и расхождения в значениях радиуса очага и сброса напряжений.

Полученные данные о напряженном состоянии коры Северного Тянь-Шаня были использованы в работах ИФЗ РАН и ИС РАН в качестве основы для тектонофизического районирования опасных участков активных разломов по степени опасности генерирования сильных землетрясений с магнитудой 7.0. Картирование активных разломов по степени опасности позволяет выделить наиболее опасные участки и в дальнейшем проводить тектонофизический мониторинг изменения напряженного состояния и осуществлять наблюдение за движениями поверхности методами дистанционного зондирования. Эти результаты, а также карты с ориентацией главных осей сжатия и растяжения и др. рекомендуется учитывать при всех инженерно-геологических изысканиях на изученной территории в Кыргызстане и Казахстане, а также при построении карт сейсмической опасности, карт детального и микросейсмического районирования. Совокупность разработанных и успешно примененных алгоритмов и методов обработки сейсмологических данных для сети псевдореального времени позволяет говорить о создании технологического задела (рабочего места сейсмолога), обеспечивающего значительное сокращение времени на углубленную обработку данных и открывающего возможность применения алгоритмов искусственного интеллекта для интерпретации результатов.

Перспективы и рекомендации по дальнейшей разработке темы. Перспективным продолжением исследований очаговых параметров землетрясений Северного Тянь-Шаня является переход к построению пространственно-временных распределений параметров напряженного состояния среды, а также кинематических (фокальных) и динамических параметров при продолжении сейсмического мониторинга на основе сети KNET. Также

перспективно расширение исследуемой области, т. е. получение первичных данных и проведение расчетов СТД, параметра Лоде-Надаи, сброшенных напряжений и др. для Южного Тянь-Шаня и Памира.

Продолжение массового определения фокальных и динамических параметров землетрясений в Северном Тянь-Шане вместе с уже созданным заделом (банком данных, программами и алгоритмами) позволит обновить методические рекомендации по определению спектральных параметров сейсмограмм и ДП очагов, ранее составленные сотрудниками Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН).

Для развития физических моделей очагов землетрясений крайне важна информация о зависимости от времени скалярного сейсмического момента $M_0(t)$ и сброшенных напряжений $\Delta\sigma(t)$ при подвижке по плоскости разрыва. Отсюда вытекает рекомендация: в последующих исследованиях определить временные зависимости спектральных параметров $\Omega_0(t)$ и $f_0(t)$, которые позволяют построить зависимости от времени параметров $M_0(t)$ и $\Delta\sigma(t)$, для статистически значимой выборки землетрясений Северного Тянь-Шаня.

Перспективным направлением прикладных исследований, связанных с темой диссертации, может стать расчет диаграмм направленности излучения поперечных сейсмических волн из очагов, расположенных вблизи крупнейших региональных разломов. Эта информация дополнит данные о пиковых ускорениях, полученных из сейсмограмм ускорений (акселерограмм), используемых при детальном сейсмическом районировании. На этой основе можно ожидать усовершенствования методики детального сейсмического районирования.

Разработанные программы и алгоритмы для обработки больших массивов сейсмологических данных, обеспечивающие эффективное использование ресурсов вычислительной техники, можно рекомендовать для использования (с некоторой адаптацией) при исследованиях других сейсмически опасных регионов России. Эффективность этого уже была продемонстрирована на примере Алтае-Саянского региона в ходе исследований ИФЗ РАН по теме № 122040600089-4 «Геомеханическая модель коры Алтая на основе комплекса тектонофизических и геофизических методов».

Таблица 5.2.1. Каталог динамических параметров землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mk	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	ϵ_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	26.08.1998	22:50:27.42	42.24	75.01	18	9.7	3.19	0.7	1.59	2.53	5.20	249	0.45	0.52	3.28	175	1.30
2	02.11.1998	00:57:37.10	42.10	75.08	16	11.5	4.18	4.4	9.63	3.06	3.19	406	0.63	4.41	4.58	285	1.82
3	21.11.1998	11:46:09.44	42.24	74.06	21	12.5	4.72	31.7	69.30	3.63	2.00	648	1.11	56.27	8.12	455	3.22
4	24.05.1999	07:39:21.39	42.66	75.04	7	10.7	3.69	1.6	3.55	2.77	4.90	264	0.84	2.17	6.12	186	2.42
5	15.06.1999	07:32:03.52	42.66	75.03	7	10.3	3.50	1.8	4.01	2.80	4.50	288	0.74	2.15	5.36	202	2.12
6	13.07.1999	00:40:40.99	42.14	73.68	13	9.7	3.14	0.7	1.45	2.51	5.80	223	0.57	0.60	4.13	157	1.64
7	14.01.2000	13:27:43.37	42.07	75.74	4	9.9	3.25	0.4	0.79	2.33	6.00	216	0.34	0.20	2.50	152	0.99
8	28.07.2000	08:56:26.91	42.58	74.80	16.2	11.19	3.99	3.0	6.50	2.94	3.00	432	0.35	1.67	2.57	303	1.02
9	28.07.2000	17:41:28.00	42.58	74.79	14	9.3	2.92	0.3	0.58	2.24	5.22	248	0.17	0.07	1.21	174	0.48
10	01.08.2000	18:48:50.96	42.10	75.09	14	9.5	3.06	1.1	2.39	2.65	4.50	288	0.44	0.76	3.19	202	1.27
11	22.10.2000	00:54:20.68	42.12	75.02	7	10.6	3.68	5.3	11.66	3.11	4.30	301	1.87	15.84	13.58	212	5.38
12	14.12.2000	21:34:25.04	42.63	74.87	13	9.6	3.12	0.9	1.88	2.58	5.00	259	0.47	0.65	3.45	182	1.37
13	14.12.2000	23:47:48.29	42.63	74.87	12	9.9	3.27	0.6	1.27	2.47	5.40	240	0.40	0.37	2.92	169	1.16

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
14	19.12.2000	07:03:05.15	42.25	74.10	10	8.9	2.73	0.1	0.22	1.96	5.68	228	0.08	0.01	0.59	160	0.23
15	21.02.2001	12:15:16.40	42.74	75.00	2	11.7	4.28	7.4	16.23	3.21	2.50	518	0.51	6.03	3.71	364	1.47
16	22.05.2001	15:02:33.55	42.15	76.18	13	12.1	4.48	63.4	138.71	3.83	2.70	480	5.50	554.67	39.99	337	15.85
17	08.07.2001	11:51:52.68	42.14	74.98	14	11.2	3.99	2.9	6.44	2.94	4.44	292		5.32	8.26	205	
													1.14				3.27
18	20.08.2001	01:27:05.74	42.14	74.98	7	10.5	3.59	2.2	4.82	2.85	4.15	312		2.43	5.04	219	
													0.69				2.00
19	11.09.2001	07:13:42.81	42.41	75.59	6	10.9	3.82	1.4	3.04	2.72	4.80	270		1.49	4.92	190	
													0.68				1.95
20	13.09.2001	15:38:11.03	42.15	73.58	11	8.9	2.73	0.6	1.38	2.49	4.56	284		0.26	1.92	200	
													0.26				0.76
21	18.11.2001	01:28:55.44	42.59	74.14	7	12.7	4.81	32.5	71.09	3.63	2.96	438		191.95	27.00	307	
													3.71				10.70
22	15.02.2002	15:05:56.69	42.57	75.48	12	9.4	3.01	0.4	0.82	2.34	5.50	235		0.16	2.00	165	
													0.28				0.79
23	17.06.2002	21:03:47.98	42.14	73.75	8	11.0	3.87	2.1	4.49	2.83	5.00	259		3.69	8.22	182	
													1.13				3.26
24	08.10.2002	17:00: 3.65	42.05	75.66	16	9.7	3.17	0.8	1.73	2.56	3.42	379		0.18	1.02	266	
													0.14				0.40
25	12.11.2002	23:06:11.17	43.19	74.62	10. 7	10.2	3.45	0.5	1.19	2.45	3.91	331		0.12	1.04	233	
													0.14				0.41
26	04.12.2002	11:50:31.55	43.09	74.83	17. 6	10.6	3.67	1.5	3.32	2.75	3.97	326		1.01	3.04	229	
													0.42				1.21
27	08.12.2002	22:00:59.38	42.54	74.44	14	10.1	3.39	0.8	1.85	2.58	5.20	249		0.70	3.80	175	
													0.52				1.51
28	11.12.2002	14:21: 7.63	42.58	74.94	17	9.8	3.22	0.3	0.68	2.29	5.30	244		0.10	1.49	172	
													0.20				0.59

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
29	26.01.2003	21:15:53.16	42.68	73.86	14	9.5	3.04	0.3	0.76	2.32	5.00	259	0.19	0.10	1.39	182	0.55
30	21.02.2003	10:35:22.15	42.53	74.47	13	11.7	4.26	2.7	6.02	2.92	5.22	248	1.72	7.54	12.54	174	4.97
31	04.06.2003	13:45:27.98	43.22	75.22	17	9.5	3.03	0.2	0.48	2.19	5.75	225	0.18	0.06	1.34	158	0.53
32	23.06.2003	20:41:32.93	42.12	75.17	13	9.4	3.01	0.3	0.58	2.24	5.75	225	0.22	0.09	1.61	158	0.64
33	02.07.2003	10:30:14.42	42.69	74.35	21	9.8	3.22	0.2	0.43	2.16	5.30	244	0.13	0.04	0.94	172	0.37
34	15.07.2003	10:17: 1.84	42.11	75.49	11	9.9	3.26	0.3	0.68	2.29	5.50	235	0.23	0.11	1.65	165	0.65
35	24.09.2003	01:51:17.94	42.37	74.23	17	9.6	3.13	0.3	0.64	2.27	5.10	254	0.17	0.08	1.25	178	0.49
36	06.10.2003	16:42:13.93	42.50	74.48	16	12.0	4.42	8.5	18.50	3.24	4.15	312	2.66	35.83	19.37	219	7.68
37	12.11.2003	05:09:50.26	42.04	75.21	17	9.6	3.12	0.5	1.16	2.44	5.22	248	0.33	0.28	2.41	174	0.96
38	11.12.2003	22:44:35.94	42.42	73.99	6	10.4	3.56	1.0	2.20	2.63	5.00	259	0.89	4.04	182		
													0.56				1.60
39	12.12.2003	05:54:44.10	42.42	73.98	15	9.1	2.82	0.2	0.53	2.22	5.60	231	0.19	0.07	1.36	163	0.54
40	16.01.2004	06:20: 4.83	42.70	74.94	15	9.7	3.18	0.2	0.49	2.19	5.60	231	0.17	0.06	1.26	163	0.50
41	16.01.2004	09:06:17.90	42.55	75.30	14	13.7	5.38	143.6	314.42	4.06	2.50	518	9.90	2262.30	71.95	364	28.52
42	18.01.2004	13:26:34.98	42.55	75.28	19	10.5	3.59	0.7	1.55	2.53	4.80	270	0.34	0.39	2.50	190	0.99
43	04.02.2004	19:48:15.44	42.83	74.28	7	11.3	4.03	1.9	4.16	2.81	4.20	308	0.62	1.88	4.51	217	1.79

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
44	13.02.2004	02:01:08.30	42.74	74.90	20	10.3	3.48	0.5	1.07	2.42	5.00	259	0.27	0.21	1.97	182	0.78
45	04.03.2004	00:28:54.29	42.09	73.82	14	9.0	2.77	0.2	0.35	2.09	5.37	241	0.11	0.03	0.78	169	0.31
46	23.04.2004	16:39:34.47	42.67	74.87	8	9.2	2.87	0.1	0.25	2.00	5.70	227	0.09	0.02	0.68	160	0.27
47	13.05.2004	22:37:09.42	42.61	74.62	13	10.2	3.47	1.0	2.24	2.63	5.00	259	0.56	0.92	4.10	182	1.62
48	02.06.2004	17:15:10.78	42.28	74.92	19	13.5	5.26	148.6	325.26	4.07	2.20	589	6.98	1649.86	50.72	414	20.11
49	20.09.2004	14:25:22.81	42.55	75.23	18	9.4	3.00	0.5	1.17	2.44	5.00	259	0.29	0.25	2.13	182	0.85
50	27.11.2004	12:42:54.30	42.62	74.84	15	10.6	3.68	1.3	2.79	2.70	4.50	288	0.51	1.04	3.73	202	1.48
51	10.05.2005	17:44:21.84	42.03	75.27	8	8.9	2.71	0.2	0.48	2.18	5.20	249	0.14	0.05	0.98	175	0.39
52	08.06.2005	21:05:21.44	42.16	75.09	17	10.6	3.68	1.9	4.27	2.82	4.60	282	0.84	2.60	6.08	198	2.41
53	20.06.2005	14:25:01.50	42.77	74.38	23	12.0	4.42	5.0	11.02	3.09	2.90	447	0.54	4.34	3.94	314	1.56
54	07.07.2005	19:22:05.42	42.66	74.84	12	10.9	3.83	1.0	2.26	2.64	4.50	288	0.68	3.01	202		
													0.41				1.19
55	07.07.2005	21:00: 7.50	42.65	74.82	11	10.8	3.77	1.1	2.41	2.65	5.00	259	0.61	1.07	4.42	182	1.75
56	03.10.2005	09:28:26.24	42.65	74.82	12	10.8	3.75	0.5	1.03	2.41	5.20	249	0.29	0.22	2.12	175	0.84
57	08.10.2005	06:25:58.93	42.10	76.05	7	12.3	4.63	20.3	44.52	3.50	2.80	463	1.97	63.71	14.31	325	5.67
58	12.11.2005	06:49:52.73	42.66	74.83	11	9.4	2.98	0.2	0.45	2.17	5.30	244	0.14	0.04	0.98	172	0.39

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mk	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
59	23.11.2005	00:49:45.71	42.18	73.62	6	9.5	3.03	0.4	0.89	2.37	4.20	308	0.13	0.09	0.97	217	0.38
60	27.12.2005	00:55:30.54	42.71	75.89	6	11.6	4.22	3.0	6.55	2.94	4.00	324	0.85	4.03	6.14	228	2.44
61	28.12.2005	01:52:48.29	42.69	75.41	12	11.9	4.40	56.5	123.70	3.79	2.00	648		179.28	14.49	455	
													1.99				5.75
62	29.12.2005	08:50:32.76	42.69	75.40	6	10.5	3.62	0.9	2.03	2.60	4.00	324	0.26	0.38	1.90	228	0.75
63	30.12.2005	01:07:54.89	42.68	75.40	12	9.3	2.92	0.9	1.90	2.59	4.50	288	0.35	0.48	2.54	202	1.01
64	01.01.2006	08:56:53.85	42.60	75.25	22	11.0	3.87	4.1	8.98	3.03	4.62	280	1.78	11.65	12.97	197	5.14
65	13.01.2006	12:01:38.74	42.26	76.42	17	9.6	3.11	1.7	3.83	2.79	4.30	301	0.61	1.70	4.45	212	1.77
66	25.01.2006	23:11: 5.77	42.12	73.80	13	9.4	2.99	0.4	0.95	2.39	4.80	270	0.21	0.15	1.54	190	0.61
67	28.05.2006	03:23:55.39	42.21	73.64	0	10.0	3.32	0.4	0.86	2.36	4.60	282	0.17	0.11	1.23	198	0.49
68	12.07.2006	06:38:51.87	42.27	74.80	7	9.5	3.04	0.4	0.80	2.34	5.70	227	0.30	0.18	2.18	160	0.86
69	13.07.2006	10:09:30.85	42.76	75.85	11	9.5	3.04	1.6	3.54	2.77	5.00	259	0.89	2.30	6.49	182	2.57
70	20.07.2006	18:43:00.42	42.76	75.84	6.6	9.51	3.06	1.3	2.80	2.70	4.00	324	0.36	0.74	2.63	228	1.04
71	20.07.2006	20:24:33.45	42.33	73.68	12	9.4	2.99	0.1	0.25	2.00	5.20	249	0.07	0.01	0.52	175	0.21
72	15.08.2006	18:58:22.87	42.60	75.11	10	10.2	3.43	0.8	1.73	2.56	5.20	249	0.49	0.61	3.55	175	1.41
73	09.09.2006	02:32:07.82	42.16	73.68	13	9.6	3.11	0.2	0.42	2.15	5.30	244	0.13	0.04	0.91	172	0.36

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
74	28.10.2006	06:36:45.58	42.10	75.43	7	9.2	2.88	0.3	0.66	2.28	5.00	259	0.16	0.08	1.20	182	0.48
75	05.11.2006	23:43:30.68	42.17	73.64	9	9.8	3.22	0.5	1.13	2.43	5.00	259	0.28	0.23	2.07	182	0.82
76	08.11.2006	02:21:26.94	42.57	75.36	19	13.4	5.21	150.6	329.73	4.08	2.00	648		1273.87	38.63	455	
													5.31				15.31
77	17.11.2006	19:47:58.27	42.57	75.35	13	10.1	3.37	0.5	1.03	2.41	5.20	249		0.22	2.12	175	
													0.29				0.84
78	25.12.2006	20:00:58.32	42.11	76.03	0	14.8	6.02	2165.1	4738.87	4.85	1.10	1177		43776.83	92.38	827	
													12.71				36.62
79	28.12.2006	02:04:46.76	42.54	74.44	13	9.6	3.11	0.4	0.81	2.34	5.30	244	0.24	0.14	1.77	172	0.70
80	10.03.2007	17:17:12.50	42.17	76.02	15.5	10.4	3.57	0.9	2.05	2.61	4.55	285	0.39	0.58	2.83	200	1.12
81	08.04.2007	02:15:35.25	42.57	75.36	18	9.2	2.91	0.4	0.89	2.37	4.50	288		0.11	1.19	202	
													0.16				0.47
82	06.06.2007	11:09:25.58	42.57	75.40	13	13.3	5.14	167.0	365.59	4.11	1.90	682		1342.62	36.73	479	
													5.05				14.56
83	07.06.2007	17:50:10.27	42.58	75.40	20	9.7	3.16	0.5	1.02	2.41	4.65	278		0.15	1.50	196	
													0.21				0.60
84	07.07.2007	15:35:00.56	42.57	74.61	11	9.5	3.04	1.1	2.35	2.65	4.14	313		0.57	2.44	220	
													0.34				0.97
85	06.10.2007	23:56:47.92	42.47	74.42	7	10.2	3.45	1.6	3.47	2.76	4.73	274		1.86	5.37	192	
													0.74				2.13
86	21.10.2007	14:08:44.42	42.57	75.35	14	11.0	3.87	2.8	6.08	2.92	4.24	305		4.13	6.79	215	
													0.93				2.69
87	16.12.2007	09:10:40.99	41.83	74.33	17	9.4	2.98	0.5	1.13	2.43	5.00	259		0.23	2.07	182	
													0.28				0.82
88	08.01.2008	18:04:13.75	42.05	75.20	17	11.0	3.89	7.3	16.00	3.20	3.99	325		23.83	14.89	228	
													2.05				5.90

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
89	05.02.2008	09:24:12.29	42.28	74.96	6	9.7	3.14	0.4	0.94	2.38	5.00	259	0.24	0.16	1.72	182	0.68
90	24.02.2008	21:02:11.89	42.53	75.44	22	9.5	3.07	0.5	1.03	2.41	5.20	249	0.29	0.22	2.12	175	0.84
91	07.04.2008	06:42:28.98	41.88	73.83	6	8.7	2.62	0.2	0.53	2.21	5.00	259	0.13	0.05	0.96	182	0.38
92	04.07.2008	22:09:56.50	42.95	75.40	12	10.8	3.79	3.4	7.34	2.98	4.73	274	1.56	8.34	11.37	192	4.51
93	21.08.2008	17:19:51.76	41.97	76.02	13	11.9	4.39	22.3	48.72	3.52	2.80	463	2.15	76.31	15.66	325	6.21
94	21.08.2008	19:34:05.27	41.96	76.02	13. 9	9.80	3.22	4.0	8.75	3.03	3.39	382	0.69	4.37	4.99	268	1.98
95	13.09.2008	13:40:29.12	42.52	74.56	11	9.6	3.13	0.3	0.71	2.30	5.00	259	0.09	1.30	182	0.51	
96	13.09.2008	18:18:41.94	42.52	74.57	12	10.0	3.34	0.3	0.64	2.27	5.10	254	0.18	0.08	1.23	178	0.49
97	20.09.2008	04:10:44.73	42.00	75.17	18	8.8	2.64	0.5	1.20	2.45	4.20	308	0.18	0.16	1.30	217	0.52
98	20.09.2008	04:15:52.67	42.27	74.84	6	9.9	3.27	1.2	2.53	2.67	5.60	231	0.90	1.65	6.51	163	2.58
99	29.09.2008	04:38:11.22	42.08	75.40	10	9.0	2.78	0.2	0.45	2.17	5.70	227	0.17	0.06	1.23	160	0.49
100	29.11.2008	15:15:35.12	42.53	75.19	7	9.0	2.79	0.2	0.45	2.17	5.20	249	0.13	0.04	0.93	175	0.37
101	22.01.2009	12:55:14.19	42.61	74.49	17	9.9	3.26	0.3	0.67	2.28	5.20	249	0.19	0.09	1.38	175	0.55
102	01.02.2009	11:25:38.02	42.75	73.86	15	12.3	4.61	17.4	37.99	3.45	3.00	432	2.07	57.06	15.02	303	5.95
103	26.02.2009	22:48:10.55	42.27	74.78	17	9.8	3.21	0.5	1.13	2.44	5.50	235	0.38	0.31	2.76	165	1.10

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mk	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
104	09.05.2009	05:36:34.52	42.59	75.11	14	9.6	3.11	0.3	0.63	2.27	6.00	216	0.27	0.13	1.99	152	0.79
105	16.05.2009	05:38:46.20	42.59	74.19	6	10.1	3.39	0.5	1.10	2.43	5.00	259	0.28	0.22	2.02	182	0.80
106	24.05.2009	00:08:40.93	42.61	74.60	13	10.5	3.63	0.8	1.69	2.55	4.34	298	0.28	0.34	2.02	210	0.80
107	25.06.2009	10:02:30.34	42.18	73.99	4	9.3	2.95	0.1	0.30	2.05	5.84	222	0.12	0.03	0.89	156	0.35
108	28.06.2009	15:33:14.40	42.16	73.99	7	9.1	2.83	0.2	0.36	2.11	6.00	216	0.16	0.04	1.15	152	0.46
109	18.07.2009	00:14:32.26	42.21	74.69	16	9.3	2.95	0.2	0.43	2.15	5.90	219	0.18	0.06	1.29	154	0.51
110	25.07.2009	14:57:10.42	42.59	75.71	12	10.5	3.59	2.5	5.51	2.89	3.50	370	0.48	1.91	3.46	260	1.37
111	30.07.2009	18:44:13.24	42.40	74.25	12	9.0	2.76	0.2	0.50	2.20	5.10	254	0.13	0.05	0.97	178	0.39
112	31.07.2009	09:21:48.59	42.68	74.73	10	9.7	3.17	0.4	0.83	2.35	5.00	259	0.21	0.13	1.52	182	0.60
113	07.08.2009	04:32:46.39	42.00	75.73	6	11.8	4.33	3.3	7.17	2.97	3.30	392	0.52	2.70	3.77	276	1.50
114	11.08.2009	08:25:19.77	42.58	75.26	20	9.2	2.91	0.6	1.34	2.48	5.30	244	0.40	0.39	2.92	172	1.16
115	11.10.2009	06:25:45.82	43.14	74.97	20	11.7	4.27	55.0	120.35	3.79	2.75	471	5.04	441.17	36.66	331	14.53
116	27.10.2009	15:42:17.95	42.29	74.85	20	9.9	3.26	0.6	1.28	2.47	5.80	223	0.50	0.47	3.66	157	1.45
117	22.11.2009	16:16:03.28	42.60	75.73	14	10.3	3.48	0.6	1.30	2.48	5.00	259	0.33	0.31	2.38	182	0.94
118	02.03.2010	01:55:36.02	42.43	75.66	19	13.3	5.19	532.1	1164.74	4.44	1.90	682		13628.19	117.01	479	
													16.09				46.38

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
119	02.03.2010	02:49:1.06	42.43	75.65	22	9.5	3.06	0.2	0.55	2.22	5.80	223	0.09	1.56	157		
													0.21				0.62
120	19.05.2010	15:29:36.24	42.21	74.11	7	9.7	3.18	0.5	1.08	2.42	5.42	239	0.35	0.27	2.53	168	1.00
121	09.09.2010	18:31:50.35	42.31	75.15	19	11.0	3.91	2.1	4.69	2.85	5.40	240	1.49	5.08	10.82	169	4.29
122	19.12.2010	19:12:48.85	42.54	74.70	7	9.8	3.24	0.4	0.97	2.39	6.00	216	0.42	0.29	3.05	152	1.21
123	18.03.2011	09:36:26.75	43.01	74.92	17	13.0	4.99	33.7	73.78	3.64	2.50	518		124.58	16.88	364	
													2.32				6.69
124	23.03.2011	20:19:43.63	43.01	74.92	17	11.2	3.98	14.2	31.14	3.39	2.90	447	1.53	34.63	11.12	314	4.41
125	09.04.2011	02:28:49.26	42.04	74.83	6	10.3	3.47	0.4	0.89	2.36	5.40	240	0.28	0.18	2.05	169	0.81
126	09.04.2011	12:30:25.45	42.05	74.83	6	13.2	5.11	138.5	303.10	4.05	2.30	563		1637.12	54.01	396	
													7.43				21.41
127	17.05.2011	02:32:41.55	42.86	74.89	20	10.7	3.69	0.6	1.40	2.50	5.00	259	0.35	0.36	2.57	182	1.02
128	02.12.2011	00:24:02.64	42.52	76.26	0	10.7	3.73	5.0	11.00	3.09	2.80	463	0.49	3.89	3.54	325	1.40
129	16.12.2011	03:14:40.13	42.30	75.88	13	10.2	3.44	0.7	1.59	2.53	5.30	244	0.48	0.55	3.47	172	1.38
130	10.02.2012	06:49:17.11	42.94	74.57	16	10.2	3.42	1.0	2.20	2.63	5.00	259	0.55	0.89	4.03	182	1.60
131	28.03.2012	12:54:1.43	42.49	74.74	15	10.4	3.56	0.8	1.65	2.54	4.95	262	0.40	0.48	2.93	184	1.16
132	16.05.2012	03:26:40.63	42.48	74.92	16	10.1	3.36	0.6	1.39	2.49	5.03	257	0.36	0.36	2.59	181	1.03
133	30.05.2012	14:50:29.13	42.57	73.97	18	9.9	3.27	0.6	1.34	2.48	4.27	303	0.21	0.21	1.53	213	0.61

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
134	12.09.2012	05:51:15.70	42.41	73.92	4	10.4	3.53	9.5	20.79	3.28	3.10	418	1.25	18.86	9.07	294	3.60
135	06.10.2012	11:41:23.18	42.21	75.42	14	9.9	3.28	0.7	1.57	2.53	4.20	308	0.23	0.27	1.70	217	0.68
136	29.10.2012	17:44:48.37	42.15	75.26	6	9.7	3.14	0.3	0.75	2.32	4.62	280	0.15	0.08	1.08	197	0.43
137	21.11.2012	03:44:50.86	43.09	75.69	17	10.3	3.50	1.8	4.04	2.80	4.99	260	1.01	2.97	7.35	182	2.91
138	07.03.2013	16:53:52.35	43.25	75.96	5	9.5	3.03	2.2	4.72	2.85	4.00	324	0.61	2.09	4.42	228	1.75
139	04.04.2013	16:07:21.72	42.62	75.53 78	20. 31	10.3 7	3.54	0.5	1.01	2.40	4.7	276	0.21	0.15	1.53	194	0.61
140	02.05.2013	04:52:25.00	42.20	73.62	6	10.8	3.78	2.3	5.02	2.87	3.50	370	0.43	1.58	3.15	260	1.25
141	06.06.2013	03:03:08.38	42.33	76.40	9	10.2	3.46	1.2	2.67	2.68	4.00	324	0.34	0.67	2.50	228	0.99
142	24.06.2013	00:59:55.50	42.15	76.08	7	9.7	3.18	0.7	1.56	2.53	4.50	288	0.29	0.32	2.08	202	0.82
143	15.07.2013	18:19: 8.24	42.49	74.90	7	10.2	3.46	0.8	1.73	2.56	4.80	270	0.38	0.48	2.80	190	1.11
144	29.07.2013	23:36: 7.28	42.67	74.81 57	10. 33	9.62	3.12	0.6	1.39	2.50	4.38	296	0.24	0.24	1.71	208	0.68
145	21.09.2013	04:03:34.72	41.93	76.15	5	9.4	2.99	0.7	1.45	2.51	5.20	249	0.41	0.43	2.99	175	1.19
146	17.10.2013	06:19:21.13	42.64	74.98	10	10.3	3.52	1.2	2.72	2.69	5.10	254	0.73	1.43	5.28	178	2.09
147	23.11.2013	00:14:30.49	42.43	75.69	8	10.8	3.76	3.4	7.38	2.98	4.80	270	1.64	8.82	11.96	190	4.74
148	23.11.2013	09:42:06.77	42.42	75.68	11	13.0	5.01	342.8	750.38	4.32	2.00	648	12.09	6597.29	87.92	455	34.85

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
149	26.12.2013	22:59:52.35	42.61	74.94	18.78	9.72	3.18	0.4	0.77	2.32	5.12	253	0.21	0.12	1.52	178	0.60
150	21.01.2014	20:46:36.20	42.11	75.15	15	12.3	4.63	29.5	64.64	3.61	2.30	563	1.58	74.46	11.52	396	4.57
151	14.02.2014	18:43: 3.71	42.30	76.01	16	10.1	3.37	1.4	3.08	2.73	4.50	288	0.57	1.27	4.11	202	1.63
152	28.04.2014	14:31:12.10	42.26	74.19	7	9.3	2.96	0.2	0.53	2.22	5.50	235	0.18	0.07	1.29	165	0.51
153	13.05.2014	01:18:44.89	42.27	75.05	7	11.0	3.90	9.5	20.69	3.28	2.90	447	1.02	15.29	7.39	314	2.93
154	28.05.2014	02:25:58.35	42.49	74.80	12	11.9	4.38	25.1	55.02	3.56	3.70	350	5.61	224.55	40.81	246	16.18
155	25.09.2014	17:59:17.71	43.21	73.97	15	11.5	4.18	4.2	9.27	3.04	4.70	276	1.94	13.08	14.10	194	5.59
156	26.11.2014	14:24:08.46	42.14	76.01	7	8.8	2.69	2.6	5.64	2.90	4.00	324	0.73	2.98	5.29	228	2.10
157	16.12.2014	18:28:56.85	42.68	76.18	4	10.1	3.41	2.3	4.96	2.86	4.80	270	1.11	3.99	8.03	190	3.18
158	21.01.2015	09:10:47.51	42.28	74.01	5	9.7	3.18	0.6	1.30	2.48	4.80	270	0.29	0.27	2.11	190	0.84
159	22.01.2015	15:52:27.06	42.21	75.02	14	12.6	4.75	46.4	101.58	3.74	2.50	518	3.20	236.15	23.25	364	9.22
160	09.02.2015	03:35:23.60	42.39	74.82	10	9.7	3.14	0.3	0.61	2.26	5.70	227	0.23	0.10	1.66	160	0.66
161	28.02.2015	18:09:08.34	42.02	75.23	6	9.9	3.29	2.0	4.37	2.83	5.20	249	1.24	3.94	9.00	175	3.57
162	03.03.2015	15:32:18.46	42.23	75.03	13	10.1	3.39	0.8	1.71	2.56	5.00	259	0.43	0.54	3.14	182	1.24
163	28.03.2015	20:55:11.76	42.33	75.77	10	10.2	3.42	1.5	3.22	2.74	4.40	294	0.55	1.29	4.01	207	1.59

№	Дата	Время	Координаты		H, км	K	Mк	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	Mw	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r, м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	e_{PR} 10^{-6}	r, м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
164	08.04.2015	03:35:30.42	42.54	74.50	13	9.9	3.27	0.6	1.38	2.49	5.00	259	0.35	0.35	2.52	182	1.00
165	21.06.2015	23:40:18.58	42.76	73.86	15	10.5	3.62	0.5	1.01	2.40	5.40	240	0.32	0.23	2.32	169	0.92
166	04.10.2015	21:43:17.80	42.56	75.17	14	9.8	3.21	0.6	1.34	2.48	5.70	227	0.50	0.49	3.64	160	1.44
167	01.12.2015	06:13:56.82	42.35	73.83	0	11.7	4.29	41.5	90.92	3.71	1.90	682	1.26	83.04	9.13	479	3.62
168	08.02.2016	10:24:12.20	42.59	75.15	10	10.2	3.43	1.3	2.93	2.71	2.80	463	0.28	0.28	0.94	325	0.37
169	10.02.2016	12:43:00.95	42.59	75.15	11	10.1	3.38	0.8	1.77	2.57	4.65	278	0.36	0.46	2.61	196	1.04
170	09.04.2016	17:31:46.97	42.14	75.99	7	11.1	3.92	2.0	4.39	2.83	3.50	370	0.38	1.21	2.76	260	1.09
171	01.08.2016	03:08:38.86	42.61	74.65	7	9.8	3.20	0.6	1.41	2.50	5.60	231	0.50	0.51	3.62	163	1.43
172	01.09.2016	02:23:27.40	42.28	74.83	18	9.8	3.24	2.0	4.29	2.82	5.90	219	1.78	5.54	12.91	154	5.12
173	16.09.2016	22:03:22.57	42.28	74.91	17	9.6	3.09	0.7	1.62	2.54	3.70	350	0.17	0.20	1.20	246	0.48
174	22.09.2016	06:29:40.88	42.25	73.91	15	10.0	3.31	0.6	1.26	2.47	4.55	285	0.24	0.22	1.74	200	0.69
175	11.02.2017	11:54:15.03	42.22	76.00	8	9.8	3.22	1.2	2.71	2.69	3.39	382	0.21	0.42	1.55	268	0.61
176	21.04.2017	00:41:52.43	42.59	75.17	14	11.6	4.19	7.6	16.54	3.21	3.20	405	1.09	13.13	7.94	284	3.15
177	21.04.2017	00:43:08.33	42.60	75.14	17	10.6	3.69	1.4	2.99	2.72	2.90	447	0.15	0.32	1.07	314	0.42
178	21.04.2017	00:55:43.91	42.59	75.16	12	11.7	4.27	11.5	25.15	3.33	2.50	518	0.79	14.48	5.76	364	2.28

№	Дата	Время	Координаты		H , км	K	M_k	$\Omega_0 \cdot 10^{-5}$ м·с	$M_0 \cdot 10^{13}$, Н·м	M_w	f_0 , Гц	Модель Брюна				Модель Мадариаги-Конекко-Ширера	
			φ , °	λ , °								r , м	$\Delta\sigma$, МПа	$E_s 10^8$ Дж	$e_{PR} 10^{-6}$	r , м	$\Delta\sigma$, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
179	21.04.2017	02:41:13.09	42.60	75.17	13	10.5	3.61	0.7	1.61	2.54	4.50	288	0.35	2.15	202		
													0.30				0.85
180	22.04.2017	02:21:06.79	42.59	75.16	10	10.5	3.62	1.6	3.43	2.76	4.30	301		1.37	3.99	212	
													0.55				1.58
181	26.04.2017	00:49:15.47	42.60	75.17	12	10.5	3.60	1.2	2.72	2.69	4.70	276		1.13	4.14	194	
													0.57				1.64
182	04.05.2017	15:58:47.65	42.26	74.82	15	10.2	3.47	1.1	2.34	2.65	4.40	294		0.68	2.92	207	
													0.40				1.16
183	04.05.2017	23:39:32.39	42.59	75.17	12	10.2	3.43	1.1	2.41	2.65	4.10	316		0.59	2.43	222	
													0.33				0.96
184	08.05.2017	20:13:50.59	42.59	75.15	11	9.6	3.12	0.2	0.46	2.18	5.50	235		0.05	1.13	165	
													0.16				0.45
185	11.05.2017	15:20:22.75	42.12	73.77	12	10.3	3.52	4.5	9.78	3.06	4.80	270		15.48	15.83	190	
													2.18				6.28
186	29.05.2017	06:11:41.01	42.19	74.97	7	9.6	3.13	0.4	0.84	2.35	5.90	219		0.21	2.52	154	
													0.35				1.00
187	29.07.2017	05:33:10.27	42.12	74.96	17	11.7	4.28	6.4	14.05	3.16	3.50	370		12.39	8.82	260	
													1.21				3.50

Примечание. φ – широта, λ – долгота, H – высота над уровнем моря, K – класс, M – магнитуда, f_0 – угловая частота, Ω_0 – спектральная плотность, M_0 – скалярный сейсмический момент, r – радиус очага, $\Delta\sigma$ – сброшенные напряжения, E_s – сейсмическая энергия, e_{PR} – приведенная сейсмическая энергия

Список литературы

1. Абдрахматов К.Е. Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов: сборник материалов Второго международного симпозиума, 29 октября–3 ноября 2003 г / Отв. ред. С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. – Бишкек: НС РАН, 2003. – С. 7–18.
2. Абдрахматов К.Е. Новейшая разломно-блоковая структура Северного Тянь-Шаня и сейсмичность / К.Е. Абдрахматов // Вестник Института сейсмологии НАН КР. –2016. – №1 (7). – С. 8–16.
3. Абдрахматов К.Е., Томсон С., Уилдон Р., Дельво Д., Клеркс Ж. Активные разломы Тянь-Шаня / К.Е. Абдрахматов, С.Томсон, Р. Уилдон, Д. Дельво, Ж. Клеркс // Наука и новые технологии. – 2001.– №2. – С. 22–28.
4. Абдрахматов К.Е., Уилдон Р., Томпсон С.В. и др. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня (Киргизия) / К.Е. Абдрахматов, Р. Уилдон, С.В. Томпсон [и др.] // Геология и геофизика. –2001а. – Т. 42. – № 10. – С. 1585–1610.
5. Автоматизированное рабочее место сейсмолога для исследования фокальных механизмов, расчета и картирования сейсмотектонических деформаций / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева. – № 2018613440. заявл. 03.04.2018; опубл. 17.05.2018. –1с.
6. Адамова А.А. Оценка термодинамических условий и вещественного состава земной коры Тянь-Шаня на основе сейсмологических данных. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / А.А. Адамова; отв. ред. С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. – Москва-Бишкек: НС РАН, 2003. – С. 106–122.
7. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс // Теория и методы – М.: Мир, 1983. – Т. 1–2. – 880 с.
8. Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И. и др. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от стационарного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага / Ж.Я. Аптекман, Ю.Ф. Белавина, А.И. Захарова [и др.] // Вулканология и сейсмология. –1989. – № 2. – С. 66–79.
9. Аптикаева О.И. Затухание в литосфере Западного Тянь-Шаня / О.И. Аптикаева // Пространство и время. – 2018. – № 1-2 (31-32) – С.224–232.
10. Асмус В.В., Дементьев В.Н., Рыбаков Л.Н., Юнга С.Л. Геодинамические структуры и сейсмический риск Северной Армении (по космическим и наземным данным) / В.В. Асмус, В.Н. Дементьев, Л.Н. Рыбаков, С.Л. Юнга. – СПб.: Гидрометеиздат, –1992. – 126 с.
11. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов / Л.М. Балакина, А.И. Захарова, А.Г. Москвина, Л.С. Чепкунас // Изв. РАН. Физика Земли. – 1996. – № 3.– С. 33–52.
12. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева и др. – М.: Наука, 1972. 190 с.
13. Беленович Т.Я., Багманова Н.Х. Сейсмотектоническая деформация земной коры Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления / Т.Я. Беленович, Н.Х. Багманова //Детальное

- сейсмическое районирование Иссык-Кульской впадины. Бишкек: Илим, – 1993. – С. 87–93.
14. Беленович Т.Я., Багманова Н.Х. Сеймотектоническая деформация территории Чуйской впадины и ее горного обрамления / Т.Я. Беленович, Н.Х. Багманова // Изв. АН Кирг ССР. Физ-тех. и матем. науки. – 1988. – № 3. – С. 75–80.
 15. Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучения очагов индуцированной сейсмичности. Ч. I. Результаты натурных наблюдений / А.Н. Беседина, С.Б. Кишкина, Г.Г. Кочарян // ФТПРПИ. –2015.– № 4.– С. 83–95.
 16. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э. и др. Структура очага Суусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений / Б.М. Богачкин, А.М. Корженков, Э. Мамыров [и др.] // Физика Земли. – 1997.– № 11.– С. 3–18.
 17. Богачкин Б.М., Плетнев К.Г., Рогожин Е.А. Суусамырское землетрясение 1992 г.: материалы геологического и сейсмологического изучения в ближней зоне / Б.М. Богачкин, К.Г. Плетнев, Е.А. Рогожин // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: Геоинформмарк, 1993. – С. 143–147.
 18. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Сычева Н.А. О сброшенных напряжениях в очагах умеренных и слабых землетрясений: особенности распределения во времени / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, Н.А. Сычева // Геосистемы переходных зон. – 2023. – Т. 7. – № 1. – С. 25–53. DOI:10.30730/gtrz.2023.7.1.025-036.037-053
 19. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозой / В.С. Буртман. – М: ГЕОС, 2012. –186 с.
 20. Бурымская Р.Н. Спектральный состав излучения и очаговые параметры землетрясений северо-западной части Тихого океана за 1969–1996 годы / Р.Н. Бурымская // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. в 2 томах / Отв. ред. А.И. Иващенко. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – Т. 1. – С. 48–67.
 21. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций / А.В. Введенская. – М.: Наука, 1969. – 136 с.
 22. Вентцель Е.С. Теория вероятностей / Е.С. Вентцель. – М.: Академия, 2005. – 576 с. – ISBN 5-7695-2311-5.
 23. Геологическая карта Киргизской ССР. Масштаб 1:500 000 / Гл. ред. С.А. Игембердиев. – Л.: Мингео СССР, 1980. 6 л.
 24. Гольденберг Л.М., Матюшкин Б.Д., Поляк М.Н. Цифровая обработка сигналов: справочник / Л.М. Гольденберг, Б.Д. Матюшкин, М.Н. Поляк. – М.: Радио и связь, 1985. – 312 с.
 25. Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Дашевский Ю.А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне / С.В. Гольдин, П.Г. Дядьков, Ю.А. Дашевский // Геология и геофизика, 2001. – Т. 42. – №10. – С. 1484–1496.
 26. Горбунова И.В., Кальметьева З.А. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений / И.В. Горбунова, З.А. Кальметьева. – Бишкек: Илим, 1988. – 127 с.

27. Грин Т.П., Кальметьева З.А., Чеховская Р.А. Пояснительная записка к акту выполненных работ за III, IV квартал 2001 г. и I квартал 2002 г. /Т.П. Грин, З.А. Кальметьева, Р.А. Чеховская // Опытнo-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР. – 2002.– 66 с.
28. Грин Т.П. Зависимость скорости на годографе от глубины землетрясений в пределах Северного Тянь-Шаня / Т.П. Грин // Строение литосферы Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1990. – С. 40–54.
29. Гутников В.С. Фильтрация измерительных сигналов / В.С. Гутников. – Л.: Энергоатомиздат, 1990. –131 с.
30. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) / О.И. Гущенко // Докл. АН СССР. – 1975. – Т. 225. – № 3. – С. 557–560.
31. Данилова М.А, Юнга С.Л. Некоторые закономерности сеймотектонической деформации Курило-Камчатского региона за 1929-1973 гг. / М.А. Данилова, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. – № 10. – С. 118–128.
32. Джанузаков К.Д., Ильясов Б.И., Муралиев А.М., Юдахин Ф.Н. Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 года / К.Д. Джанузаков, Б.И. Ильясов, А.М. Муралиев, Ф.Н. Юдахин // Землетрясения Северной Евразии в 1992 году. – М.: Геоинформмарк, 1997. – С. 49–54.
33. Джибладзе Э.А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сеймотектонические движения Кавказа / отв. ред. ак. М.А. Садовский. – М.: Наука, 1989. – 174 с.
34. Джибладзе Э.А. Течение горных масс на Кавказе / Э.А. Джибладзе // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – №10. – С. 111-117.
35. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 5. – С. 712–724.
36. Добрынина А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны / А.А. Добрынина // Физика Земли. – 2009. – № 12. – С. 60–75.
37. Запольский К.К. О механизме источника землетрясения как процессе очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии / К.К. Запольский // Достижения и проблемы современной геофизики. – М.: ИФЗ АН СССР, 1984. – С. 124–135.
38. Запольский К.К. Спектральный состав сейсмических волн слабых местных землетрясений / К.К. Запольский // Экспериментальная сейсмология. – М.: Наука, 1971. – С. 180–190.
39. Зейгарник В.А., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д. Научное и техническое обслуживание Кыргызской сейсмической телеметрической сети: отчет за 1994 год / В.А. Зейгарник, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин. – Научная станция РАН Объединенного института высоких температур, 1994. –7 с.
40. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Отв. ред. А.Б. Бакиров. –Бишкек: Илим, 2006. –116 с.
41. Земцова А.Г. Сейсмическая кода и динамические особенности землетрясений Киргизии: дис. ... канд. физ.-мат. наук / А.Г. Земцова. –Фрунзе: Институт сейсмологии, 1985. –164 с.
42. Зубович А.В., Бейсенбаев Р.Т., Ван Сяочин и др. Современная кинематика Тарим-Тянь-Шань-Алтайского региона Центральной Азии (По данным GPS измерений) / А.В. Зубович, Р.Т. Бейсенбаев, Ван Сяочин [и др.] // Физика Земли. – 2004. – № 9. – С. 31–40.

43. Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., и др. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня / А.В. Зубович, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – №10. – С. 1634–1640.
44. Зубович А.В. Изучение поля скоростей современных движений земной коры Центрального Тянь-Шаня методами космической геодезии: дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук / А.В. Зубович. –Москва, 2001, –125с.
45. Кальметьева З.А., Молдобекова С.К., Чеховская Р.А. Пояснительная записка к акту выполненных работ по обработке и использованию данных KNET за III квартал 2002 г., I, III, IV квартал 2003 г. / З.А. Кальметьева, С.К. Молдобекова, Р.А. Чеховская. – Опытнометодическая сейсмологическая экспедиция НАН КР. 2003. – 124 с.
46. Кальметьева З.А., Мельникова Т.А., Мусиенко Е.В., Юдахин Ф.Я. Модели очаговых зон сильных землетрясений / З.А. Кальметьева, Т.А. Мельникова, Е.В. Мусиенко, Ф.Я. Юдахин // Типовые геолого-геофизические модели сейсмичных и асейсмичных районов. – Бишкек: Илим, 1992. – С. 124–131.
47. Кейлис-Борок В. И., Писаренко В. Ф., Соловьев С. Л. и др. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ / В.И. Кейлис-Борок, В.Ф. Писаренко, С.Л. Соловьев [и др.] // Теория и анализ сейсмологических наблюдений. – М.: Наука, 1979. – С. 45–59. (Вычислительная сейсмология, вып. 12).
48. Киссин И.Г. О системном подходе в проблеме прогноза землетрясений / И.Г. Киссин // Физика Земли. – 2013.– № 4.– С.145–160. DOI: 10.7868/S0002333713040054
49. Климат Almalu // Meteoblue: [Электронный ресурс] –URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/climatemodelled/almaly_Кыргызстан_1528850. (дата обращения: 21.03.2019).
50. Климат Кызарт // Meteoblue: [Электронный ресурс] –URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/climatemodelled/Кызарт_Кыргызстан_1521588 (дата обращения: 21.03.2019).
51. Климат Перевал Учтор [Электронный ресурс] // Meteoblue. –URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/climatemodelled/Перевал-Учтор_Кыргызстан_1527059 (дата обращения: 21.03.2019).
52. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамические параметры очагов землетрясений Байкальской сейсмической зоны / А.В. Ключевский, В.М. Демьянович // Физика Земли. – 2002. – № 2. – С. 55–66.
53. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Картирование поля поглощения S-волн по коде записей местных землетрясений и карьерных взрывов в районе Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2019. – Т. 18. – № 4. – С. 241–252. DOI: 10.21455/GPB2019.4-20.
54. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Восточного Тянь-Шаня и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН. – 2012. – Т. 442. – № 6. – С. 821–824.
55. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в литосфере Центральной Азии и их связь с сейсмичностью // Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН. – 2011. – Т. 437.– № 1. – С. 1–5.

56. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных сейсмических волн в литосфере Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 4. – С. 1–17.
57. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // ДАН. – 2004. – Т. 395. – № 6. – С. 1–4.
58. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. / Б.В. Костров. – М.: Наука, 1975. – 175 с.
59. Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. (Yagi Y.) Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии / А.Д. Костюк, Н.А. Сычева, С.Л. Юнга, Л.М. Богомолов, Ю. Яги. (Y. Yagi) // Физика Земли. – 2010. – № 3. – С. 52–65.
60. Костюк А.Д. Механизмы очагов землетрясений средней силы на Северном Тянь-Шане / А.Д. Костюк // Вестник КРСУ. – 2008а. – Т. 8. – № 1. – С. 100–105.
61. Костюк А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии / А.Д. Костюк // Вестник КРСУ. – 2008б. – Т. 8. – № 3. – С. 140–144.
62. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов / Г.Г. Кочарян – М.: ГЕОС, 2016. – 424 с.
63. Кочарян Г.Г., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б. Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса / Г.Г. Кочарян, Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина // Физика Земли. – 2016. – № 4. – С. 141–156.
64. Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сеймотектонике / Г.Г. Кочарян // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 2. – С. 353–385.
65. Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем / Г.Г. Кочарян, В.К. Марков, А.А. Остапчук, Д.В. Павлов // Физическая мезомеханика. – 2013. – Т. 16. – № 5. – С. 5–15.
66. Кочарян Г.Г. Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) / Г.Г. Кочарян // Динамические процессы в геосферах. – 2012. – № 3. – С. 36–47.
67. Крестников В.Н., Шишкин Е.И., Штанге Д.В., Юнга С.Л. Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня / В.Н. Крестников, Е.И. Шишкин, Д.В. Штанге, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. – Физика Земли. – 1987. – № 3. – С. 13–30.
68. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети / С.И. Кузиков, Ш.А. Мухамедиев // Физика Земли. – 2010. – № 7. – С. 33–51.
69. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана / А.К. Курскеев. – Алматы: Эверо, 2004. – 501 с.
70. Курскеев А.К., Белослюдцев О.М., Жданович А.Р., Серазетдинова Б.З., Степанов Б.С., Узбеков Н.Б. Сейсмологическая опасность орогенов Казахстана / А.К. Курскеев, О.М. Белослюдцев, А.Р. Жданович, Б.З. Серазетдинова, Б.С. Степанов, Н.Б. Узбеков. – Алматы: Эверо, 2004. – 294 с.
71. Курскеев А.К., Тимуш А.В. Альпийский тектогенез и сейсмогенные структуры Алма-Ата / А.К. Курскеев, А.В. Тимуш. – Наука, 1987. – 179 с.

72. Кучай О.А., Бушенкова Н.А. Фокальные механизмы Центрального Тянь-Шаня / О.А. Кучай, Н.А. Бушенкова // Физическая мезомеханика. – 2009. – Т. 12. – № 1. – С. 17–24.
73. Кучай А.О., Муралиев А.М., Абдрахматов К.Е., Дельво Д. Дучков А.Д. Суусамырское землетрясение 1992 года и поле деформаций афтершоковой последовательности / А.О. Кучай, А.М. Муралиев, К.Е. Абдрахматов, Д. Дельво, А.Д. Дучков // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43. – № 11. – С. 1038–1048.
74. Кучай О.А., Шкляр Г.П. Сейсмическое деформирование очаговых областей сильных землетрясений Памира / О.А. Кучай, Г.П. Шкляр // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 12. – С. 68–76.
75. Кучай О.А., Юнга С.Л. Сейсмическое скольжение по Дарваз-Каракульскому разлому / О.А. Кучай, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1984. – № 1. – С. 38–48.
76. Кучай О.А. Пространственные закономерности афтершокового деформирования очаговой области сильного землетрясения / О.А. Кучай // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 1. – С. 62–67.
77. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Теоретическая физика: Учебное пособие в 10 т. / Л.Д. Ландау, Е.М. Лившиц. – Т. VI: Гидродинамика. 4-е изд. – М.: Наука. Гл. ред. физ.- мат лит, 1988. – 736 с.
78. Лукк А.А., Леонова В.Г. Статистика фокльных механизмов в пространственно-временной окрестности катастрофического землетрясения 2011 года в Тохоку (Япония) / А.А. Лукк, В.Г. Леонова // Физика Земли. – 2020. – № 2. – С. 1–21.
79. Лукк А.А., Леонова В.Г., Шевченко В.И. Сейсмотектоническая характеристика северного крыла и осевой части Таджикской депрессии (Гармский геодинамический полигон) / А.А. Лукк, В.Г. Леонова, В.И. Шевченко // Физика Земли. – 2008. – № 12. – С. 24–64.
80. Лукк А.А., Леонова В.Г., Шевченко В.И. Сейсмотектоническая характеристика Дарвазской зоны разломов на Памире / А.А. Лукк, В.Г. Леонова, В.И. Шевченко // Физика Земли. – 2005. – № 9. – С. 21–35.
81. Лукк А.А., Шевченко В.И. Геодинамика района Гармского полигона в Таджикистане и сближение Евразийской и Индийской плит литосферы / А.А. Лукк, В.И. Шевченко // Геология и геофизика Таджикистана. – 1989. – № 2. – С. 285–296.
82. Лукк А.А., Юнга С.Л. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии / А.А. Лукк, С.Л. Юнга. – Душанбе: Дониш, 1988. – 234 с.
83. Лукк А.А., Юнга С.Л. Сейсмотектоническая деформация Гармского района / А.А. Лукк, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 24–43.
84. Магнус Я.Р., Катышев П.К., Пересецкий А.А. Эконометрика. Начальный курс. 6-е изд., перераб. и доп. / Я.Р. Магнус, П.К. Катышев, А.А. Пересецкий. – М.: Дело, 2004. – 576 с.
85. Макагон М.Ю., Сычева Н.А. Программный комплекс расчета стационарных поправок (сайт-эффект) станций на основе сейсмического шума / М.Ю. Макагон, Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. – 2013. – Т. 13. – № 7. – С. 90–96.
86. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня / В.И. Макаров. – М.: Наука, 1977. – 171 с.
87. Маловичко А.А., Маловичко Д.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий / А.А. Маловичко, Д.А. Маловичко // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2

- / Отв. ред. Н.Н. Мельников. – Новосибирск, 2010. –С. 66–92. – (Интеграционные проекты СО РАН, вып.25). – ISBN 978-5-7692-1134-8 (Вып.25); 978-5-7692-0669-6.
88. Мамыров Э., Маханькова В.А., Березина А.В., Молдобекова С., Хан В.В. Прогноз вероятного места сильных землетрясений на территории Кыргызстана / Э. Мамыров, В.А. Маханькова, А.В. Березина, С. Молдобекова, В.В. Хан // Вестник института сейсмологии НАН КР. – 2013. – №1. – С. 59–70.
89. Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005гг. / Э. Мамыров, М. Омуралиев, Ш.Э. Усупаев. – Бишкек, 2002. – 93 с.
90. Мансуров А.Н. Поле скорости современной деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня по данным наблюдений ЦА-GPS-сети /А.Н. Мансуров // Вестник КРСУ. – 2016. – Т. 16. –№ 1.– С. 157–160.
91. Мансуров А.Н. Структурное проектирование автоматизированной системы расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS наблюдений / А.Н. Мансуров // Проблемы автоматики и управления. – 2012. – № 2. – С. 57–63.
92. Мансуров А.Н., Сычева Н.А. Программный пакет расчета динамических характеристик сейсмических событий для проведения комплексного анализа тектонических напряжений территории Северного Тянь-Шаня / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. – 2011. – Т. 11. – № 11. – С. 65–71.
93. Мардиа К. Статистический анализ угловых наблюдений. / К. Мардиа. – М.: Наука, 1978. – 240 с.
94. Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А. Тектонические стресс-индикаторы и напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня / А.В. Маринин, Л.А. Сим, Н.А. Сычева // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею Михаила Владимировича Гзовского : сборник статей / ответственный редактор член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов. Апатиты : ФИЦ КНЦ РАН, 2019. – 359 с.
95. Миди Б. Дж., Хагер Б.Х. Современное распределение деформации в Западном Тянь-Шане по блоковым моделям, основанным на геодезических данных / Б. Дж. Миди, Б.Х. Хагер // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1622–1633.
96. Мирзоев К.М. Основные характерные черты сейсмичности Таджикистана / К.М. Мирзоев // Прогноз землетрясений. № 1. –Душанбе: Дониш,1982. – С. 14–37.
97. Моги К. Предсказание землетрясений / К. Моги // Пер. с англ. Б.А. Борисова.– М.: Мир, 1988. – 382 с.
98. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы / Г.М. Молчан, О.Е. Дмитриева // Вычислительная сейсмология. – 1991.– Вып. 24. – С. 19–50.
99. Москвина А.Г. Поле смещения упругих волн, создаваемое распространяющейся дислокацией / А.Г. Москвина // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1969. – № 6. – С. 3–10.
100. Москвина А.Г. Исследование полей смещения упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясения / А.Г. Москвина // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1969а. – № 9. – С. 3–16.
101. Муралиев А.М., Джанузаков К., Малдыбаева М.Б., Абдыраева Б., Турумбекова Н.К. 2012. КОЧКОРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 25 декабря 2006 г. с $KP=14.2$, $M_w=5.8$, $I_0=7-8$

- (Кыргызстан) / А.М. Муралиев, К. Джанузаков, М.Б. Малдыбаева, Б. Абдыраева, Н.К. Турумбекова // Ежегодник Землетрясения Северной Евразии в 2006 г. – Выпуск 15 – С. 443–448.
102. Муралиев А.М. Очаговая сейсмология Тянь-Шаня / А.М. Муралиев // Дисс. на соиск. уч. ст. докт. физ.-мат. наук. Ташкент, 2010. – 243 с.
103. Муралиев А.М. Развитие исследований по очаговой сейсмологии и физики землетрясений в Центральной Азии / А.М. Муралиев // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. №5. – Ташкент, 2008. – С. 78–83.
104. Муралиев А.М., Джанузаков К.Э. Сейсмичность и механизмы очагов сильных землетрясений Кыргызстана. / А.М. Муралиев, К.Э. Джанузаков // Сейсмичность Северной Евразии. – Материалы международной конференции, июль 28-31. – Обнинск, 2008. – С. 194–199.
105. Муралиев А.М. Развитие исследований очагов землетрясений в Кыргызстане / А.М. Муралиев // Геолого-геодезические исследования в Институте сейсмологии Национальной Академии наук Кыргызской Республики. – Бишкек, 2006. – С. 94–103.
106. Муралиев А.М. Сейсмоструктурная деформация Фергано-Атойнокской зоны / А.М. Муралиев // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. №1. С. 15–21
107. Мухамедеева В.А., Сычева Н.А. Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинамического полигона и в его окрестностях / В.А. Мухамедеева, Н.А. Сычева // Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2. – № 3. – С. 165–180. – DOI: 10.30730/2541-8912.2018.2.3.165-180.
108. Мухамедиев Ш.А., Зубович А.В., Кузиков С.И. Выделение блоков земной коры по данным GPS-измерений / Ш.А. Мухамедиев, А.В. Зубович, С.И. Кузиков // ДАН. – 2006. – Т. 408. – № 4. – С. 539–542.
109. Нерсесов И.Л., Негматулаев С.Х., Лукк А.А., Юнга С.Л. Проблемы изучения сейсмоструктурного деформирования горных масс / И.Л. Нерсесов, С.Х. Негматулаев, А.А. Лукк, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 10. – С. 105–110.
110. Орунбаев С.Ж. Совершенствование методов оценки сейсмической опасности на примере ряда районов Киргизии // дис. кан. физ.-мат.н. / С.Ж. Орунбаев. – М.: Изд. ИТПЗ РАН, 2018. – 146 с.
111. Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений / И.А. Пантелеев, О.Б. Наймарк // Вестник Пермского научного центра УрО РАН. – 2014. – №3. – С. 44–62.
112. Певнев А.К. Прогноз землетрясений возможен (О месте геодезических исследований в решении проблемы прогноза землетрясений). Ч. 2. Возвращение к Г.А. Гамбурцеву: деформационная модель подготовки очага корового землетрясения / А.К. Певнев // Пространство и Время. – 2016. – №1–2(23–24). – С. 227–238.
113. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы разломов / А.В. Пейве // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1956. – № 1. – С. 90–105.
114. Программа для расчета вероятностной спектральной плотности мощности по временным выборкам волновых форм "SUR_PPSD" / А.Н Мансуров, И.В. Сычев, Н.А. Сычева. – №2020618131; заяв.18.03.2020; опубл. 21.07.2020. – 1 с.

115. Программа расчета параметров деформации земной коры (интенсивность сейсмотектонических деформаций и параметр концентрации сейсмогенных разрывов) / Н.А. Сычева. – № 2020665785 заяв. 17.11.2020; опубл. 01.12.2020. – 1 с.
116. Автоматизированное рабочее место сейсмолога для исследования фокальных механизмов, расчета и картирования сейсмотектонических деформаций / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева. – № 2018613440. заявл. 03.04.2018; опубл. 17.05.2018. – 1с.
117. Программный комплекс CodaQ расчета добротности среды на основе модели однократного рассеяния / Н.А. Сычева, В.Н. Сычев; № 2018610919. 19.01.2018 заявл. 25.05.2017; опубл. 19.01.2018. – 1с.
118. Программа для расчета стационарных поправок на основе H/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений SUR_SPECTRAL_RATIO: программа для ЭВМ / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева. – № 2017662696; заявл. 18.07.2017; опубл. 14.11.2017. – 1с.
119. Программа для расчета динамических характеристик сейсмических событий SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева. – № 2016610152; заявл. 12.11.2015; опубл. 11.01.2016. – 1 с.
120. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях / А.М. Волыхин, В.Д. Брагин, А.В. Зубович [и др.] – М.: Наука, 1993. – 158 с.
121. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований / Н.Н. Пузырев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ, 1997. – 300 с.
122. Пустовитенко Б.Г., Мержей Е.А., Пустовитенко А.А. Динамические параметры очагов землетрясений Крыма по сейсмическим станциям / Б.Г. Пустовитенко, Е.А. Мержей, А.А. Пустовитенко // Геофизический журнал. – 2013. – № 5. – С. 172–186.
123. Райс Дж. Механика очага землетрясения / ред. В.Н. Николаевский. – М.: Мир, 1982. Вып. 28. – 217 с. (Сер. Новое в зарубежной науке и технике).
124. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Очаговые спектры землетрясений / Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин // Землетрясения и процессы их подготовки. – М.: Наука, 1991. – С. 82–93.
125. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды / Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, М.С. Закиров. – М.: Наука, 1981. – 146 с.
126. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений / Т.Г. Раутиан // Методы детального изучения сейсмичности. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – № 176. – С. 75–114.
127. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Тектонофизическое районирование активных разломов Алтая и Западных Саян, выделение участков подготовки сильных землетрясений / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева // Геотектоника. – 2025. – № 6. – С. 85–118. DOI:10.7868/S3034497225060048
128. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева // Геосистемы переходных зон. – 2024. – Т. 8. – № 4. – С. 261–276. DOI:10.30730/gtr.2024.8.4.261-276.
129. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева, В.Н. Сычев, С.И. Кузиков, А.В. Маринин // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 3. – С. 496–520. – DOI: 10.15372/GiG20160303.

- 130.Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, С.И. Кузиков // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 6. – С. 1225–1250. – DOI: 10.15372/GiG20160609.
- 131.Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С. Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии / Ю.Л. Ребецкий, Р.С. Алексеев // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – №1. – С. 257–290. – DOI: 10.5800/GT-2014-5-1-0127
- 132.Ребецкий Ю.Л., Овчаренко О.О., Саввичев П.А. Поле современных напряжений коры юго-западной Европы и средиземноморья / Ю.Л. Ребецкий, О.О. Овчаренко, П.А. Саввичев // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. – 2014. – Т. 2. – С. 231–246.
- 133.Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области / Ю.Л. Ребецкий, О.А. Кучай, А.В. Маринин // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. –№ 2. – С. 271–291.
- 134.Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Кузиков С.И., Костюк А.Н. Тектонические напряжения, сеймотектонические и общие тектонические деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева, С.И. Кузиков, А.Н. Костюк // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. № 7. Материалы Международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». – Ташкент: Изд-во Нац. ун-та Узбекистана, 2010. –Т. 1. – С. 268–274.
- 135.Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов / Ю.Л. Ребецкий // Геофизический журнал. – 2009а. – Т. 31. – № 2. – С. 93–106.
- 136.Ребецкий Ю.Л. Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. – 2009б. – Т. 428. – № 3. – С. 397–402.
- 137.Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: мат-лы Четырнадцатой Международной конференции, г. Петрозаводск, 27–31 октября 2008 г. – Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 2008. – Ч. 2. – С. 146–150.
- 138.Ребецкий Ю.Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений. Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений / Ю.Л. Ребецкий // В кн.: Проблемы тектонофизики: К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: ИФЗ РАН, 2008. – С. 359–395.
- 139.Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов / Ю.Л. Ребецкий // – М.: Академкнига, 2007а. – 406 с.
- 140.Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород / Ю.Л. Ребецкий, А.В. Маринин // Геология и геофизика. – 2006а. – Т. 47. – № 11. – С. 1192–1206.
- 141.Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 / Ю.Л. Ребецкий, А.В. Маринин // Докл. РАН. – 2006б. – Т. 407. – № 1. – С. 106–109.
- 142.Ребецкий Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений – второй этап реконструкции по данным разрывных смещений / Ю.Л. Ребецкий // Геофизический журнал. – 2005. – Т. 27. – № 1. – С. 39–54.

- 143.Ребецкий Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. – 2003. – Т. 388. – № 2. – С. 237–241.
- 144.Ребецкий Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов/ Ю.Л. Ребецкий // Бюл. МОИП. Сер. геол. – 2001. – Т. 76. – Вып. 4. – С. 28–35.
- 145.Ребецкий Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности / Ю.Л. Ребецкий // ДАН. – 1999. – Т. 365. – № 3. – С. 392–395.
- 146.Ребецкий Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии, Океании / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. –1997. –Т. 354. – № 1. – С. 101–104.
- 147.Рельеф и климат // По Северному Тянь-Шаню – Путеводители. URL: http://поход.ru/guidebook/ntsh/p_ntsh_marshrut1vkq_a.html. (дата обращения: 23.03.2019).
- 148.Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии / Ю.В. Ризниченко // Избр. тр. – М.: Наука, 1985. – 408 с.
- 149.Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р.С, Васильева О.Н. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии / Ю.В. Ризниченко, О.В. Соболева, О.А. Кучай, Р.С. Михайлова, О.Н. Васильева // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 10. – С. 90–104.
- 150.Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследования по физике землетрясений. – М.: Наука, 1976. – С. 9–27.
- 151.Родкин М.В. Статистика кажущихся напряжений и проблема природы очага землетрясений / М.В. Родкин // Физика Земли. . – 2001. . – № 8. . – С. 53–63.
- 152.Родкин М.В. Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели / М.В. Родкин // Физика Земли. – 2001а. . – № 8. . – С. 42–52.
- 153.Рогожин Е.А., Захарова А.И., Юнга С.Л. Очаговые зоны сильнейших землетрясений последнего десятилетия в Северной Евразии, их геодинамическая позиция и глубокофокусные форшоки / Е.А. Рогожин, А.И. Захарова, С.Л. Юнга// Геоэкология. – 2000. – № 5. – С. 446–456.
- 154.Рогожин Е.А., Юнга С.Л. Сейсмотектоника зон сильнейших землетрясений Северной Евразии по данным глобальной сети сейсмических станций / Е.А. Рогожин, С.Л. Юнга // Докл. РАН. – 1997. – Т. 356. – № 1. – С. 112–114.
- 155.Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Т.М. Сабитова, Н.Х. Багманова, Е.Л. Миркин // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке: сб. мат-лов Четвертого международного симпозиума, 15–20 июня 2008 г. Москва-Бишкек, 2009. – С. 406–415.
- 156.Сабитова Т.М., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного Тянь-Шаня / Т.М. Сабитова, З.А. Меджитова, Н.Х. Багманова // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке: сб. мат-лов Третьего международного симпозиума, 30 октября – 6 ноября 2005 г. Москва-Бишкек, 2006. – С. 101–109.

157. Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы) / Т.М. Сабитова, А.А. Адамова // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1543–1553.
158. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде / М.А. Садовский, В.Ф. Писаренко. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
159. Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии / И.С. Садыбакасов. – Москва: Наука, 1990. 176 с.
160. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР [Текст] / [Ю.В. Ризниченко, С.С. Сейдузова, Р.С. Пронишин [и др.]; Отв. ред. Ю.В. Ризниченко]. – М.: Наука, 1979. – 192 с.
161. Сейсмический риск и инженерные решения / Под ред. Ц. Ломнитца, Э. Розенблюта. М.: – Недра, 1981. – 375 с.
162. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. / отв. ред. Бунэ В.И., Горшков Г.П. – М.: Наука, 1980. – 308 с.
163. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) 11–20 августа 1992 г. – Обнинск: ОМЭ ИФЗ РАН, 1992. – С. 59–69
164. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Северного Тянь-Шаня / Л.А. Сим, Н.А. Сычева, В.Н. Сычев, А.В. Маринин // Физика Земли. – 2014. – № 3. – С. 127-141. DOI: 10.7868/S0002333714030107
165. Соболев Г.А., Кузиков С.И., Брагин В.Д., Сычева Н.А. Изменение деформаций на территории геодинамического полигона на Тянь-Шане и местное землетрясение 12.02.2013 г. / Г.А. Соболев, С.И. Кузиков, В.Д. Брагин, Н.А. Сычева // Геофизические исследования. – 2017. – Т. 18. – № 3. – С. 45–59. – DOI: 10.21455/gr2017.3-4
166. Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Акатова К.Н., Гитис В.Г., Дерендяев А.Б., Брагин В.Д., Сычева Н.А., Кузиков С.И. Динамика взаимодействия полей сейсмичности и деформаций земной поверхности / Г.А. Соболев, Н.А. Закржевская, К.Н. Акатова [и др.] // Физика Земли. – 2010. – № 10. – С. 15–37.
167. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
168. Соболева О.В., Бибарсова Д.Г., Вахидова З.Н. Расчет параметров сеймотектонической деформации / О.В. Соболева, Д.Г. Бибарсова З.Н. Вахидова. – М.: Институт физики Земли, 1981. 25 с. Деп. в ВИНТИ. № 5402-81.
169. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – М.: Научный мир, 2005. – 400 с.
170. Современная геодинамика литосферы Тянь-Шаня / [Ф. Н. Юдахин, О. К. Чедия, Т. М. Сабитова и др.]; Отв. ред. Н. П. Лаверов; АН СССР, АН Респ. Кыргызстан, Ин-т сейсмологии. – Москва: Наука, 1991.– 191 с.
171. Сычев В.Н., Сычева Н.А. Неэкстенсивный анализ афтершоков умеренных землетрясений Тянь-Шаня и Северного Памира / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева // Вулканология и сейсмология. – 2021. – № 1. – С. 65-79 DOI:10.31857/S0203030621010053
172. Сычев В.Н., Сычева Н.А., Имашев С.А. Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева, С.А. Имашев // Геосистемы переходных зон. – 2019. – Т. 3. – № 1. – С. 35–43. – DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043.

173. Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона / В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов, А.К. Рыбин, Н.А. Сычева // Триггерные эффекты в геосистемах: мат-лы Всероссийского семинара-совещания, Москва, 22–24 июня 2010 г. / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 316–326.
174. Сычева Н.А. Сеймотектонические деформации и сброшенные напряжения землетрясений Центрального Тянь-Шаня / Н.А. Сычева // Геосистемы переходных зон. – 2024. – Т. 8. – № 3. – С. 174-200. DOI:10.30730/gtr.2024.8.3.174-200
175. Сычева Н.А. Солнечные вспышки, сильные магнитные бури и вариации уровня сейсмического шума на территории Северного Тянь-Шаня / Н.А. Сычева // Геофизические процессы и биосфера. – 2022. – Т. 21. – №4. – С. 93-109. DOI:10.21455/gpb2022.4-7
176. Сычева Н.А. Исследование сеймотектонических деформаций земной коры Алтае-Саянской горной области. Часть I. Геосистемы переходных зон / Н.А. Сычева. – 2023. – Т. 7. – № 3. – С. 223–242. DOI.org/10.30730/gtr.2023.7.3.223-242
177. Сычева Н.А. Некоторые характеристики каталога землетрясений и сейсмического процесса по данным сети KNET / Н.А. Сычева // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13. – № 3,0640. DOI: 10.5800/GT-2022-13-3-0640
178. Сычева Н.А. Солнечные вспышки, сильные магнитные бури и вариации уровня сейсмического шума на территории Северного Тянь-Шаня / Н.А. Сычева // Геофизические процессы и биосфера. – 2022. – Т. 21. – №4. – С. 93–109.
179. Сычев В.Н., Сычева Н.А. Неэкстенсивный анализ афтершоков умеренных землетрясений Тянь-Шаня и Северного Памира / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева // Вулканология и сейсмология. – 2021. – № 1. – С. 65-79. DOI:10.31857/S0203030621010053
180. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов // Геосистемы переходных зон. – 2020. – Т. 4. – № 4. – С. 393-416. DOI:10.30730/gtr.2020.4.4.393-416.417-446
181. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Кузиков С.И. Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань) / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.И. Кузиков. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2020. – 358 с.
182. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Оценка стационарных поправок для сейсмологической сети KNET на основе анализа отношения спектров H- и V- компонент сейсмического шума и локальных землетрясений / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Геофизические исследования. – 2018. – № 19. – С. 30–48. DOI:10.21455/gr2018.1–3.
183. Сычева Н.А. Обновленные оценки интенсивности сеймотектонических деформаций и весовой функции для расчета СТД Бишкекского геодинамического полигона / Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. – 2017. – Т. 17. – № 1. – С. 206–211.
184. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 4. – С. 809-825. DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0318

185. Сычева Н.А. Влияние оценки добротности среды на динамические параметры землетрясений / Н.А. Сычева // *Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук.* – 2017. – Т. 4. – № 2. – С. 279–285.
186. Сычева Н.А., Сычев И.В. Исследование добротности среды Бишкекского геодинамического полигона на основе кода-волн локальных землетрясений / Н.А. Сычева, Сычев И.В. // *Геосистемы переходных зон.* – 2017. – № 3. – С. 21–39.
187. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS данных / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // *Вестник КРСУ.* – 2016. – Т. 16. – № 1. – С. 178–182.
188. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Закономерности падения напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов // *Геология и геофизика.* – 2016. – Т. 57. – № 11. – С. 2071–2083. – DOI: 10.15372/GiG20161109.
189. Сычева Н.А., Сычев В.Н. Добротность среды Бишкекского геодинамического полигона / Н.А. Сычева, В.Н. Сычев // *«Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Четвертая тектонофизическая конференция. Материалы докладов конференции 3–7 октября 2016 г.* – Т. 1. – С. 562–570.
190. Сычева Н.А., Сычев В.Н., Сычев И.В., Ильичев П.В. Расчет добротности коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня на основе разработанного программного комплекса CodaQ / Н.А. Сычева, В.Н. Сычев, И.В. Сычев, П.В. Ильичев // *Геоинформатика.* – 2015. – № 2. – С. 12–23.
191. Сычева Н.А., Сычев В.Н. Фокальные механизмы очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET / Н.А. Сычева, В.Н. Сычев // *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета.* – 2015. – Т. 15. – № 3. – С. 139–143.
192. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане / Н.А. Сычев, Л.М. Богомолов // *Физика Земли.* – 2014. – № 3. – С. 115–126. DOI: 10.7868/S0002333714030119
193. Сычева Н.А., Кузиков С.И. Анализ скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня и метод двойных разностей при определении положения гипоцентров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET / Н.А. Сычева, С.И. Кузиков // *Геофизические исследования.* – 2012. – Т. 13. – № 2. – С. 5–22.
194. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума / Н.А. Сычев, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // *Физика Земли.* – 2011. – № 3. – С. 55–71.
195. Сычева Н.А., Юнга С.Л. Обновленные материалы по механизмам очагов и сейсмотектоническим деформациям земной коры Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, С.Л. Юнга // *Труды конференции с участием иностранных ученых, 03–06 октября 2011, г. Новосибирск.* – С. 151–156.
196. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л. Геоинформатика в статистическом подходе к расчетам сейсмотектонических деформаций / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.Л. Юнга // *Геоинформатика.* – 2009. – № 1. – С. 33–43.
197. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Костюк А.Д. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре (на примере Тянь-Шаня) / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, А.Д. Костюк // *Геофизические исследования.* – 2009. – Т. 10. – № 2. – С. 37–46.

198. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.Л. Юнга, В.И. Макаров // Физика Земли. – 2008. – № 5. – С. 3–15.
199. Сычева Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня по данным цифровой сейсмической сети KNET: дис. ... канд. физ.-мат. наук. – М., 2005. – 176 с.
200. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) / Н.А. Сычева, С.Л. Юнга, Л.М. Богомолов, В.А. Мухамадиева // Физика Земли. – 2005. – № 11. – С. 62–78.
201. Сычева Н.А. Использование информационно вычислительных технологий в изучении фокальных механизмов очагов по данным сети KNET / Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. 2004а. Т. 4, № 8. С. 22–27.
202. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Краснокутская Н.Ю., Гайдук Т.Л. Физические и геомеханические аспекты распределений фокальных параметров сейсмических очагов / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, Н.Ю. Краснокутская, Т.Л. Гайдук // Вестник КРСУ. – 2004б. – Т. 4. – № 6. – С. 103–110.
203. Сычева Н.А., Аладьев А.В., Мухамадиева В.А., Юнга С.Л. Исследование фокальных механизмов очагов и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, А.В. Аладьев, В.А. Мухамадиева, С.Л. Юнга // В сб. Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Новосибирск. – Изд-во СО РАН. 2003. – С. 108–112.
204. Трапезников Ю.А. Отчет о проведенных научно-исследовательских работах в пределах Бишкекского прогностического полигона на базе автономной сети цифровых телеметрических сейсмологических станций в 1995 году / Ю.А. Трапезников // Научная станция РАН в г. Бишкеке. – Бишкек: ОИВТРАН, 1995. – 4 с.
205. Трифонов В.Г. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). / В.Г. Трифонов. – Москва: Научный мир, 2005. 400 с.
206. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / В.Г. Трифонов, О.В. Соболева, Р.В. Трифонов, Г.А. Востриков. – Москва: ГЕОС, 2002. – 224 с.
207. Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г., Фортуна А.Б., Чедия О.К., Язовский В.М. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления / Трофимов А.К., Удалов Н.Ф., Уткина Н.Г. [и др.] – Ленинград: Наука, 1976. – 128 с.
208. Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. / Трусделл К. – М.: Мир, 1975. – 592 с.
209. Турдукулов А.Т. (ред.) Карта сейсмического районирования Кыргызской Республики / А.Т. Турдукулов. – Бишкек: Илим, 1996.
210. Усупаев Ш.Э., Орунбаев С.Ж., Молдобеков Б. Д., Бегалиев У., Паролай С., Бинди Д. Система оповещения сейсмкатастроф для города Бишкек / Ш.Э. Усупаев, С.Ж. Орунбаев, Б. Д. Молдобеков, У. Бегалиев, С. Паролай, Д. Бинди // Теоретический и прикладной научно-технический журнал. ИЗВЕСТИЯ Кыргызского государственного технического университета им. И. Раззакова №33. Мат. межд. конф. «Современное

- состояние и перспективы развития горнодобывающей отрасли» посвященная к 80-летию академика У. Асаналиева.– Издательский центр “Текник.”, Бишкек, 2014. –С. 392 – 399.
211. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Орунбаев С.Ж. и др. Сейсмическое микрорайонирование территории города Бишкек с учетом развития его до 2025 года. В книге: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание восьмое с изменениями и дополнениями). / Ш.Э. Усупаев, Б.Д. Молдобеков, С.Ж. Орунбаев [и др.] – Б.: МЧС КР, 2011. – С. 675 – 679.
212. Усупаев Ш.Э., Молдобеков Б.Д., Токмулин Ж.А., и др. Предварительные результаты обработки данных и определения частот колебаний грунтов по пунктам точечных измерений сейсмических шумов на территории города Бишкек и его агломерации / Ш.Э. Усупаев, Б.Д. Молдобеков, Ж.А. Токмулин [и др.]. В книге: Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (издание седьмое с изменениями и дополнениями). – Б.: МЧС КР, – 2010. – С. 687 – 689.
213. Филин А.П. Прикладная механика твердого деформируемого тела / А.П. Филин. – Т. 1. – М.: Наука, 1975. – 832с.
214. Хемминг Р.В. Цифровые фильтры / Р.В. Хемминг. – М.: Недра, 1987. – 221 с.
215. Чедия О.К., Джумадылова Ч.К., Трунилин С.И. Предтерекский краевой разлом в междуречье Джеты-Огуз-Тоссор // Изв. АН Кирг. ССР. – 1988. №1. – С. 79–88.
216. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О.К. Чедия. – Фрунзе: Илим, 1986. – 313 с.
217. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня / С.С. Шульц. – Москва: Географгиз, 1948. – 224 с.
218. Элементы тензорного исчисления в евклидовом пространстве: тензорная алгебра / Жидков А.В., Шабаров В.В. Электронное учебно-методическое пособие. – Нижний Новгород: Нижегородский госуниверситет, 2012. – 80 с.
219. Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений / Ф.Н. Юдахин, Т.Я. Беленович // Изв. АН Кирг. ССР. Физ-тех. и матем. науки. – 1989. – № 1. – С. 101–108.
220. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня / Ф.Н. Юдахин. – Фрунзе: Илим, 1983. – 246 с.
221. Юнга С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки / С.Л. Юнга // Отчет о научно-исследовательской работе. – Обнинск, 2002. – 41 с.
222. Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу / С.Л. Юнга // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352. – № 2. – С. 253–255.
223. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии / С.Л. Юнга // Изв. РАН. Физика Земли. – 1996. – № 12. – С. 37–58.
224. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций / С.Л. Юнга. – М.: Наука, 1990, – 191с.
225. Юнга С.Л. О представлении фокальных механизмов землетрясений на сфере напряжений / С.Л. Юнга. // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 277. – № 3. – С. 585–589.

226. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры / С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 14–23.
227. Abdrakhmatov K. Ye, Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al., Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates / K. Ye. Abdrakhmatov, S.A. Aldazhanov, B.H. Hager [et al.] // Nature. – 1996. Vol. 384 – P. 450–453.
228. Abercrombie R.E., Rice J.R. Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? / R.E. Abercrombie, J.R. Rice // Geophys. J. Int. – 2005. – Vol. 162. – P. 406–424. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x.
229. Abercrombie R. E., Leary P. Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass Southern California: implications for earthquake scaling / R. E. Abercrombie, P. Leary // Geophys. Res. Lett. – 1993. – Vol. 20. – No. 14. – P. 1511–1514.
230. Aki K. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz / K. Aki // Phys. Earth. Planet. Int. – 1980. – Vol. 21. – P. 50–60. – DOI: 10.1016/0031-9201(80)90019-9.
231. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects / Aki K., B. Chouet // J. Geophys. Res. – 1975. – No. 80. – P. 3322–3342. – DOI: 10.1029/JB080i023p03322.
232. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves / Aki K. // J. Geophys. Res. – 1969. – Vol. 74. – No. 3. – P. 615–631. – DOI: 10.1029/JB074i002p00615.
233. Allmann B.P., Shearer P.M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes / B.P. Allmann, P.M. Shearer // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. – P. B01310. DOI: 10.1029/2008JB005821.
234. Ambeh W.B., Fairhead J.D. Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa / W.B. Ambeh, J.D. Fairhead // Bull. Seism. Soc. Am. – 1989. – Vol. 79. – P. 1589–1600.
235. Ameri G., Oth A., Pilz M., Bindi D., Parolai S., Luzi L., Mucciarelli M., Cultreri G. Separation of source and site effects by generalized inversion technique using the aftershock recordings of the 2009 L’Aquila earthquake / G. Ameri, A. Oth, M. Pilz [et al.] // Bull. Earthquake Eng. – 2009. – No. 9. – P. 717–739. DOI: 10.1007/s10518-011-9248-4.
236. Antelope Environmental Monitoring Software. URL: <http://www.brtt.com> Antelope Environmental Monitoring Software.
237. A Python Toolbox for seismology/seismological observatories // Welcome to the ObsPy Documentation! (1.1.1). URL: <http://docs.obspy.org/> (дата обращения: 05.10.2018).
238. Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L. et al. 2005. Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake. Nature, 437(7061): 969–974. DOI:10.1038/nature04067
239. Baltay A., Ide S., Prieto G., Beroza G. Variability in earthquake stress drop and apparent stress / A. Baltay, S. Ide, G. Prieto, G. Beroza // Geophys. Res. Lett. – 2011. – Vol. 38. DOI: 10.1029/2011GL046698.
240. Baltay A, Prieto G., Beroza G.C. Radiated seismic energy from coda measurements and non scaling in apparent stress with seismic moment / A. Baltay, G. Prieto, G.C. Beroza // J. Geophys. Res. – 2010. – Vol. 115. B08314. – DOI: 10.1029/2009JB006736.

241. Beeler N.M., Hickman S.H., Wong T.-F. Earthquake stress drop and laboratory-inferred interseismic strength recovery / N.M. Beeler, S.H. Hickman, T.-F. Wong // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol. 106. – B12. – P. 30701–30713. – DOI: 10.1029/2000JB900242.
242. Benz H. M., Frankel A. and Boore D. M. Regional Lg attenuation for the continental United States / H.M. Benz, A. Frankel, D.M. Boore // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1997. – Vol. 87. – P. 606–619.
243. Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., Cattaneo M. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures / D. Bindi, S. Parolai, D. Spallarossa, M. Cattaneo // *J. Earthquake Eng. Imperial College Press.* – 2000. – Vol. 4. – No. 1. – P. 97–113. – DOI: 10.1080/13632460009350364.
244. Boatwright J. Spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension dynamic stress drop and radiated energy / J. Boatwright // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1980. – Vol. 70. – P. 1–27
245. Boore D.M. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method / D.M. Boore // *Pure Appl. Geophys.* – 2003. – Vol. 160. – P. 635–676. – DOI: 10.1007/PL00012553
246. Brune J. N. Corrections [to “Tectonic stress and the spectra, of seismic shear waves from earthquakes”] / J.N. Brune // *J. Geophys. Res.* – 1971. – Vol. 76. – P. 5002
247. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes / J.N. Brune // *J. Geophys. Res.* – 1970. – Vol. 75. – P. 4997–5009. – DOI: 10.1029/JB075i026p04997.
248. Byerlee J.D. Friction of rocks / J.D. Byerlee // *Pure Appl. Geophys.* – 1978. – Vol. 116. – P. 615–626. – DOI: 10.1007/BF00876528.
249. Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. – P. 18205–18228.
250. Choy G.L., McGarr A., Kirby S.H., Boatwright J. An Overview of the Global Variability in Radiated Energy and Apparent Stress / G.L. Choy, A. McGarr, S.H. Kirby, J. Boatwright // *Earthquakes: radiated energy and the physics of faulting* / eds.: Rachel Abercrombie et al. AGU. – 2006. – P. 43–57. ISBN 9780875904351. DOI:10.1029/GM170 (Geophysical Monograph Series, Vol. 170).
251. Cotton F., Archuleta R., Causse M. What is sigma of the stress drop? / F. Cotton, R. Archuleta, M. Causse // *Seismol. Res. Lett.* – 2013. – Vol. 84. – No.1. – P. 42–48. – DOI: 10.1785/0220120087.
252. Dahlen F.A., On the ratio of P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources / F.A. Dahlen // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1974. – Vol. 64. – P. 1159–1180.
253. Domański B., Gibowicz S. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland / B. Domański, S. Gibowicz // *Acta Geophys.* – 2008. – Vol. 56. – P. 324–343. DOI: 10.2478/s11600-008-0014-1.
254. Dziewonski A.M. et al. Centroid-moment tensor solution for October-December 1994 // *Phys. Earth. Planet. Inter.* – 1995. – V. 91. – P. 187–201.
255. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity / A.M. Dziewonski, T.A. Chou, J.H. Woodhouse // *J. Geophys. Res.* – 1981. – Vol. 86. – P. 2825–2852. – DOI: 10.1029/JB086iB04p02825.

256. Ekström, G., and Nettles M. Calibration of the HGLP seismograph network and centroid-moment tensor analysis of significant earthquakes of 1976 / G. Ekström, G., and M. Nettles // *Physics of the Earth and Planetary Interiors* –1997. –Vol. 101.–P. 219-243.
257. Eshelby J.D. The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems / J.D. Eshelby // *Proc. Roy. Soc. Lond.* 1957. Vol. 241. A241. P. 376–396. – DOI: 10.1098/rspa.1957.0133.
258. Fehler V.C., Sato H. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth / M.C. Fehler, H. Sato. – Springer, 2009. –494p. – ISBN 978-3-540-89623-4.
259. Fehler M.C., Phillips W.S. Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock / M.C. Fehler, W.S. Phillips // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1991. – Vol. 81. – No. 2. –P. 553–575.
260. Fukahata Y.; Yagi Y; Matsu'ura M. Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations / Y. Fukahata, Y. Yagi, M. Matsu'ura // *Geophys. Res. Lett.* – 2003. – Vol. 30. – No. 6. P. 1305. DOI: 10.1029/2002GL016293.
261. Ghose S., Hamburger M.W., Virieux J. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan / S. Ghose, M.W. Hamburger, J. Virieux // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103. – P. 2725–2748. – DOI: 10.1029/97JB01798.
262. Ghose S., Mellors R., Korjenkov A. et al. The M=7.3 1992 Suusamy, Kyrgyzstan, Earthquake in the Tien Shan: Aftershock focal mechanisms and surface deformation / S. Ghose, R. Mellors, A. Korjenkov [et al.] // *Bull. Seis. S. of Am.* – 1992. –Vol. 87. – No. 1. – P. 23–38.
263. Giacomo D.D., Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Parolai S., Richwalski S.M. Analysis and Modeling of HVSR in the Presence of a Velocity Inversion: The Case of Venosa, Italy / D.D. Giacomo, M.R. Gallipoli, M. Mucciarelli, S. Parolai, S.M. Richwalski // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2005. – Vol. 95. – No. 6. – P. 2364–2372. DOI: 10.1785/0120040242.
264. Gibowicz S.J., Kijko A. *An Introduction to Mining Seismolog.* – San Diego: Academic Press, 1994. – 399 p.
265. Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2 / S. Gibowicz, R. Young, S. Talebi, D. Rawlence // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1991. – Vol. 81. – P. 1157–1182.
266. Gupta S.C., Singh V.N., Kumar A. Attenuation of coda waves in the Garhwali Himalaya, India / S.C. Gupta, V.N. Singh, A. Kumar // *Phys. Earth Planet. Interiors.* – 1995. – Vol. 87. – P. 247–253. – DOI: 10.1016/0031-9201(94)02968-H.
267. Gutenberg B., Richter C.F. Frequency of Earthquakes in California / B. Gutenberg, C.F. Richter // *Bulletin of the Seismological Society of America.* – 1944. – Vol. 34. – No. 4. – P. 185–188. DOI:10.1785/BSSA0340040185
268. Haberland, C. and A. Rietbrock. Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc / C. Haberland, A. Rietbrock // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. P. 11151–11167. – DOI: 10.1029/2000JB900472.
269. Hager B.H., Meade B.J., Herring T.A. A block model of the distribution of deformation in the western Tien Shan from geodetic data / B.H. Hager, B.J. Meade, T.A. Herring // *Geodynamics of the Tien Shan. Abstracts and papers.* Bishkek. – 2000. – P. 25–31.

- 270.Hanks T., Thatcher W. A graphical representation of seismic source parameters / T. Hanks, W. Thatcher // *J. Geophys. Res.* – 1972. – Vol. 77.– P. 4393–4405. DOI: 10.1029/JB077i023p04393.
- 271.Hanks T., Kanamori H. A moment magnitude scale / T. Hanks, H. Kanamori // *J. Geophys. Res.* – 1979. – Vol. 84. – P. 2348–2350. – DOI:10.1029/JB084iB05p02348.
- 272.Havskov J., Ottermoller L. Routine data processing in earthquake seismology / J. Havskov, L. Ottermoller. – Springer, 2010. – 347 p. – ISBN 978-90-481-8697-6.
- 273.Havskov J., Pena J.A., Ibanez J.M., Ottemoller L., Martlnez-Arevalo C. Magnitude scales for very local earthquakes, application for Deception Island Volcano (Antarctica) / J. Havskov, J.A. Pena, J.M. Ibanez, L. Ottemoller, C. Martlnez-Arevalo // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* – 2003. – Vol. 128. – P. 115–133. DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00250-6.
- 274.Havskov J., Marlone S., McClurg D., Crosson R. Coda Q for the state of Washington / J. Havskov, S. Marlone, D. McClurg, R. Crosson // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1989. – Vol. 79. – P. 1024–1038.
- 275.Honda H. The elastic waves generated from a spherical source / H. Honda // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* – 1959. – Ser. 5. – Vol. 11. – P. 178–183.
- 276.Hua W., Chen Z., Zheng S. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area / W. Hua, Z. Chen, S. Zheng // *Pure Appl. Geoph.* – 2013. – Vol. 170. – No. 5. – P. 767–783. – DOI: 10.1007/s00024-012-0459-7.
- 277.Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings / S. Ide, G.C. Beroza, S.G. Prejean, W.L. Ellsworth // *J. Geophys. Res.* – 2003. – Vol. 108. – No. B5. – P. 2271. DOI: 10.1029/2001JB001617.
- 278.Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes / H. Kanamori // *J. Geophys. Res.* – 1977. – Vol. 82. – No. 20. – P. 2981–2987. – DOI: 10.1029/JB082i020p02981
- 279.Kaneko Y, Shearer P. M. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture / Y. Kaneko, P.M. Shearer // *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 197. – P. 1002–1015. DOI: 10.1093/gji/ggu030.
- 280.Kasahara K. Earthquake mechanics / K. Kasahara. // Cambridge University Press, 1981, 248 p. (рус. пер. Касахара К. Механика землетрясений. – М.: Мир, 1985. – 264 с.)
- 281.Kikuchi M., Kanamori H. Inversion of complex body waves-III / M. Kikuchi, H. Kanamori // *Bull. Seismol. Soc. Am.* –1991. –Vol. 81. – No. 6. – P. 2335–2350.
- 282.Kim, S.G., Kraeva N., and Chen Y.T. Source parameter determination of regional earthquakes in the Far East using moment tensor inversion of single-station / S.G. Kim, N. Kraeva and Y.T. Chen // *Tectonophysics.* – 2000. –Vol. 317. – No. (1-2). P. 125-136.
- 283.Klein R.W. Hypocenter Location Program HYPOINVERSE / R.W. Klein. – USGS Open-File Report 78–694, –1978. –113 p. DOI:10.3133/ofr78694
- 284.Kohketsu K. The extended reflectivity method for synthetic nearfield seismograms / K. Kohketsu // *J. Phys. Earth.* – 1985. – Vol. 33. – P. 121–131. – DOI: 10.4294/jpe1952.33.121.
- 285.Konno K., Ohmachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor / K. Konno, T. Ohmachi // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1998. – Vol. 88. – No. 1. – P. 228–241.
- 286.Kostrov B.V. Selfsimilar problems of propagation of shear cracks / B.V. Kostrov // *J. Appl. Math. Mech.* – 1964. – Vol. 28. – P. 889–898.

- 287.Koulakov I., Bindi D., Parolai S., Grosser H., and Milkereit C. Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the north Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2010. – Vol. 100. –No. 1. – P. 207–224.
- 288.Koulakov I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms / I. Koulakov // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 2009. – Vol. 99. – No. 1. P. 194–214. – DOI: 10.1785/0120080013.
- 289.Koulakov I., Sobolev S.V., and Asch G. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion / I. Koulakov, S.V. Sobolev, G. Asch // *Geophys. J. Int.* – 2006. – Vol. 167. – .106–126. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.02949.x.
- 290.Kuchai O.A. Specific features of fields of stresses associated with aftershock processes in the Altai-Sayan mountainous region / O.A Kuchai // *Geodynamics & Tectonophysics.* – 2012. – Vol. 3. – No. 1. – P. 59–68. DOI:10.5800/GT-GT-2012-3-1-0062.
- 291.Kuchai O.A., and Muraliev A.M. Stress state and deformation from Eearthquakes focal mechanisms in North Tien Shan / O.A. Kuchai, and A.M. Muraliev // *Progress report, December, 1998. (EC, DG XXI contract IC 15-CT 97-0202). Final report of project. Landslide Risk Triggered by Eearthquakes in Kyrgyzstan. - Tien Shan. – Annexes Brussel, 30. 2000. –134 p.*
- 292.Kumar C.H.P., Sarma C.S.P., Shekar M. Attenuation studies on local earthquake coda waves in the southern Indian peninsular shield / C.H.P. Kumar, C.S.P. Sarma, M. Shekar, R.K. Chadha // *Nat. Hazard.* – 2007. – Vol. 40. – P. 527–536. – DOI: 10.1007/s11069-006-9017-x.
- 293.Kwiatek G., Ben-Zion Y. Assessment of P and S wave energy radiated from very small shear-tensile seismic events in a deep South African mine / G. Kwiatek, Y. Ben-Zion // *J. Geophys. Res.* – 2013. – Vol. 118. – P. 3630–3641. – DOI: 10.1002/jgrb.50274.
- 294.Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G. et al. Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations / G. Kwiatek, K. Plenkers, G. Dresen [et al.] // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2011. – Vol. 101. – No. 6. – P. 2592–2608. DOI: 10.1785/0120110094
- 295.Lancieri M., Madariaga R., Bonilla F. Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile / M. Lancieri, R. Madariaga, F. Bonilla // *Geophys. J. Int.* – 2012. – Vol. 195. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05327.x.
- 296.Lay T., Wallace T. *Modern Global Seismology* / T. Lay, T. Wallace. – Academic Press, 1995. 521 p. (International Geophysics, Vol. 58).
- 297.Lee W.H.K., Lahr J.C. HYPO71: A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Focal Earthquakes / W.H.K. Lee, J.C. Lahr.– USGS Open-File Report 72-224, 1972. –100 p. DOI:10.3133/ofr72224.
- 298.Levshin A.L., Ritzwoller M.H. Characteristics of surface waves generated by events on and near the Chinese nuclear test site / A.L. Levshin, M.H. Ritzwoller // *Geophys. J. Int.* – 1995. – Vol. 123. –P. 131–148. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb06666.x.
- 299.Lienert Barry R., Berg E., Frazer L. Neil. Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares / Barry R. Lienert, E. Berg, L. Neil Frazer // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1986. –Vol. 76. – No. 3. – P. 771–783.

- 300.Lukk A.A., Shevchenko V.I., Seismicity, Tectonics, and GPS Geodynamics of the Caucasus / A.A. Lukk, V.I. Shevchenko // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. – 2019. – Vol. 55. – No. 4. – P. 626–648.
- 301.Lukk A.A., Shevchenko V.I., Leonova V.G. Autonomous Geodynamics of the Pamir–Tien Shan junction zone from seismology data // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. – 2015. – Vol. 51. – No. 6. – P. 859–877.
- 302.Lukk A., Yunga S.L., Shevchenko V., Hamburger M.W. Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia // *J. Geophys. Res.* – 1995. – Vol. 100. – P. 20321–20343.
- 303.Madariaga R. Earthquake scaling laws / R. Madariaga // *Extreme Environmental Events* / ed. R.A. Meyers. –New York: Springer, 2011. – P. 364–381. – ISBN 978-1-4419-7696-3.
- 304.Madariaga R. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity / R. Madariaga // *J. Geophys. Res.* – 1979. – Vol. 84. – P. 2243–2250.
- 305.Madariaga R. Dynamics of an expanding circular fault / R. Madariaga // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1976. – Vol. 66. – P. 639–666.
- 306.Mahdi H., Pavlis G.L. Velocity variations in the crust and upper mantle beneath the Tien Shan inferred from Rayleigh wave dispersion: Implications for tectonic and dynamic processes / H. Mahdi, G.L. Pavlis // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103. – No. 2. – P. 2693–2703. – DOI: 10.1029/97JB03250.
- 307.Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R. Coda Q estimates in the Hong Kong region / S. Mak, L.S. Chan, A.M. Chandler, R. Koo // *J. Asian Earth Sci.* – 2004. – Vol. 24. – P. 127–136. – DOI: 10.1016/j.jseaes.2003.10.001.
- 308.Mansurov A.N. A continuum model of present-day crustal deformation in the Pamir-Tien Shan region constrained by GPS data / A.N. Mansurov // *Russian Geology and Geophysics*. – 2017. – Vol. 58. – Issue 7. – P. 787–802. DOI: 10.1016/j.rgg.2017.06.002.
- 309.Marsan D., Helmstetter A. How Variable Is the Number of Triggered Aftershocks? / Marsan D., Helmstetter A. // *Journal Geophysical Research: Solid Earth*. – 2017. – Vol. 122. – No. 7. – P. 5544–5560. DOI.org/10.1002/2016JB013807
- 310.McGarr A. Some comparisons between mining-induced and laboratory earthquakes / A. McGarr // *Pure Appl. Geophys.* – 1994. – Vol. 142. – P. 467–489. – DOI: 10.1007/BF00876051.
- 311.McGarr A. Factors influencing the strong ground motion from mining-induced tremors / A. McGarr // *Rockbursts and Seismicity in Mines* / ed. by R.P. – Young. Rotterdam, 1993. –P. 3–12. – ISBN 9789054103202.
- 312.McNamara D.E., Buland R.P. Ambient Noise Levels in the Continental United States / D.E. McNamara, R.P. Buland // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 2004. – Vol. 94. – No. 4. – P. 1517–1527. DOI: 10.1785/012003001.
- 313.Mellors R.J., Vernon F.L., Pavlis G.L., Abers G.A., Hamburger M.W, Ghose S., Iliasov B. An evolutionary programming method for estimating layered velocity structure /R.J. Mellors, F.L. Vernon, G.L. Pavlis [et al.] // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* – 1997. – Vol. 87. – No. 1. – P. 11–22.
- 314.Mellors R.J. Two studies in Central Asian seismology: a teleseismic study of the Pamir/Hindu Kush seismic zone and analysis of data from the Kyrgyzstan broad band seismic network / R.J. Mellors. – Indiana University, 1995. – 77 p.

315. Menke W. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory* / R.J. Mellors. – New York: Academic Press, 1989. – 330 p. (International Geophysics Series, Vol. 45). – ISBN 9780123971609.
316. Mitchell B. Regional variation and frequency dependence of Q_b in the crust of the United States / B. Mitchell // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1981. – Vol. 71. – P. 1531–1538.
317. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision / P. Molnar, P. Tapponnier // *Science. New Series.* – 1975. – Vol. 189. (4201). – P. 419–426. DOI: 10.1126/science.189.4201.419.
318. Mori J., Abercrombie R.E., Kanamori H. Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake / J. Mori, R.E. Abercrombie, H. Kanamori // *J. Geophys. Res.* – 2003. – Vol. 108. – P. 2545–2556. DOI: 10.1029/2001JB000474.
319. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface / Y. Nakamura // *Railway Technical Res. Inst. (RTRI), Quarterly Report.* – 1989. – Vol. 30. – No.1. – P. 25–33.
320. Nikitin L.V., Yunga S.L. Methods of theoretical determination of the tectonic strains and stresses in seismically active regions / L.V. Nikitin, S.L. Yunga // *Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth.* – 1977. – No. 13. – P. 782–790. (Eng. Transl.).
321. Nixon M.S., Aguado A.S. *Feature extraction and image processing* / M.S. Nixon, A.S. Aguado. – Elsevier, Academic Press, 2008. – 405 p. – ISBN 978-0750650786.
322. Nolet G. *Seismic wave propagation and seismic tomography* // *Seismic Tomography* / G. Nolet (ed.). – Reidel, Dordrecht, 1987. – P. 1–23.
323. Omuralieva A., Nakajima J., Hasegawa A. Three-dimensional seismic velocity structure of the crust beneath the central Tien Shan, Kyrgyzstan: Implications for large- and small-scale mountain building / A. Omuralieva, J. Nakajima, A. Hasegawa // *Tectonophysics.* – 2009. – Vol. 465. – No. 1. – P. 30–44. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.10.010.
324. Orovan E. *Mechanism of Seismic Faulting in Rock Deformation* / E. Orovan // *Geol. Soc. Am. Memoirs.* – 1960. – Vol. 79. – P. 323–345. – DOI:10.1130/MEM79-p323
325. Oth A., Bindi D., Parolai S., Giacomo D. Spectral analysis of K-NET and KiK-net data in Japan, Part II: On attenuation characteristics, source spectra, and site response of borehole and surface stations / A. Oth, D. Bindi, S. Parolai, D. Giacomo // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 2011. – Vol. 101. – No. 2. – P. 667–687. DOI: 10.1785/0120100135.
326. Oth A., Bindi D., Parolai S., Giacomo D.D. Earthquake scaling characteristics and the scale-(in)dependence of seismic energy-to-moment ratio: insights from KiK-net data in Japan. / A. Oth, D. Bindi, S. Parolai, D.D. Giacomo // *Geophys. Res. Lett.* – 2010. – Vol. 37. DOI: 10.1029/2010GL044572.
327. Oth A., Parolai S., Bindi D., Wenz F. Source spectra and site response from S-waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes / A. Oth, S. Parolai, D. Bindi, F. Wenz // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 2009. – Vol. 99. – No. 1. – P. 235–254. DOI: 10.1785/012008005.
328. Oye V., Bungum H., Roth M. Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyhäsalmi Ore Mine, Finland / V. Oye, H. Bungum, M. Roth // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 2005. – Vol. 95. – No. 3. – P. 1011–1026. – DOI: 10.1785/0120040170
329. Pacor F., Spallarossa D., Oth A., Luzi L., Puglia R., Cantore L., Mercuri A., D'Amico M., Bindi D. Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy):

- evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth / F. Pacor, D. Spallarossa, A. Oth [et al.] // *Geophys. J. Int.* – 2016. – Vol. 204. – No 2. – P. 697–718. DOI: 10.1093/gji/ggv448
- 330.Parolai S., Bindi D., Durukal E., Grosser H., Milkereit C. Source parameters and seismic moment–magnitude scaling for Northwestern Turkey / Parolai S., Bindi D., Durukal E., Grosser H., Milkereit C. // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 2007. – Vol. 97. – No. 2. – P. 655–660. DOI: 10.1785/0120060180.
- 331.Parolai S., Richwalski Sandra M., Milkereit C., Bormann P. Assessment of the stability of H/V spectral ratio from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologene area (Germany) / S. Parolai, S.M. Richwalski, C. Milkereit, P. Borman // *Tectonophysics.*– 2004. – Vol. 390. – P. 57–73. – DOI: 10.1016/j.tecto.2004.03.024.
- 332.Parolai S., Bindi D., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C., Karakisa S., Zunbul S. Comparison of Different Site Response Estimation Techniques Using Aftershocks of the 1999 Izmit Earthquake / Parolai S., Bindi D., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C., Karakisa S., Zunbul S. // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2004a. – Vol. 94. – No. 3. – P. 1096–1108.
- 333.Picozzi M., Strollo A., Parolai S., Durukal E., Ozel O., Karabulut S., Zschau J., Erdik M. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.* – 2009. – Vol. 29. – No. 3. – P. 429–482. DOI: 10.1016/j.soildyn.2008.05.007.
- 334.Paige C.C., Saunders, M.A. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares // *ACM Trans. Math. Soft.* – 1982. – Vol. 8. – No. 1. – P. 43–71.
- 335.Pavlis G.L., Mahdi H., Vernon F.L. Surface Wave Propagation in Central Asia: Observations of Scattering and Multipathing with the Kyrgyz Broadband Array / G.L. Pavlis, Mahdi H., Vernon F.L. // *Proceedings - 16th Annual Seismic Research Symposium.* – 1994. – P. 291–297.
- 336.Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise / J. Peterson // *U. S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 93–322. – 1993. – P. 1–95. – DOI: 10.3133/ofr93322.
- 337.Picozzi M., Strollo A., Parolai S., Durukal E., Ozel O., Karabulut S., Zschau J., Erdik M. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey / M. Picozzi, A. Strollo, S. Parolai [et al.] // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering.* – 2009. – Vol. 29. – No. 3. – P. 429–482. DOI: 10.1016/j.soildyn.2008.05.007.
- 338.Pilz M., Parolai S. Tapering of windowed time series / M. Pilz, S. Parolai // *New Manual of Observatory Practice 2 (NMSOP-2)* / ed. P. Bormann. – Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. – P. 1–4. DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_14.1.
- 339.Pulli J.J. Attenuation of coda waves in New England / J.J. Pulli // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1984. – Vol. 74. – P. 1149–1166.
- 340.Rautian T.G., Khalturin V.I., Martynov V.G., Molnar P. Preliminary analysis of the spectral content of P- and S-waves from local earthquakes in the Garm, Tajikistan region / T.G. Rautian, V.I. Khalturin, V.G. Martynov, P. Molnar // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1978. – Vol. 68. – No. 4. – P. 949–971.
- 341.Reasenber P.A., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions. US Geological Survey Open-File Report 85–739. / P.A. Reasenber, D. Oppenheimer. – 1985. – 109 p. – DOI: 10.3133/ofr85739.
- 342.Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. Moment Tensor Solutions – A Useful Tool for Seismotectonics / Ed. by S. D’Amico, (Springer, N.Y., USA, 2018), – P. 111–162. DOI.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6.

- 343.Rebetsky Yu. L., Sycheva N.A., Kuchai O.A., Tatevossian R.A. Development of inversion methods on fault slip data Stress state in orogenes of Central Asia / Yu.L. Rebetsky, N.A. Sycheva, O.A. Kuchay, R.E. Tatevossian // *Tectonophysics*. – 2012. – Vol. 581. – P. 114–131. – DOI:10.1016/j.tecto.2012.09.027.
- 344.Reigber C., Michel G.W., Galas R., et al. New space geodetic constraints on the distribution of deformation in central Asia // *Earth Planet. Science. Letters*. – 2001. – Vol. 191. – P. 157–165, DOI:10.1016/S0012-821X(01)00414-9.
- 345.Rietbrock A. P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake / A. Rietbrock // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. – 2001. – Vol. 106. – No. B3. – P. 4141–4154. – DOI: 10.1029/2000JB900234.
- 346.Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P., Burmakov Y.A., Golvanov M.I., Mamatkanova R., Munirova L. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien-Shan / S.W. Roecker, T.M. Sabitova, L.P. Vinnik [et al] // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98, No. B9. P. 15779–15795. – DOI: 10.1029/93JB01560.
- 347.Ruff L.J. Dynamic Stress Drop of Recent Earthquakes: Variations within Subduction Zones / L.J. Ruff // *Pure Appl. Geophys.* – 1999. – Vol. 154. – P. 409–431. – DOI: 10.1007/s000240050237.
- 348.Rybin A.K., Bataleva E.A., Nepeina K.S., Matyukov V.E. Volumetric and spatial segmentation of the Tien Shan lithosphere according to geophysical data /A.K. Rybin, E.A. Bataleva, K.S. Nepeina, V.E. Matyukov // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2021. – Vol. 12. – No. 3. – P. 508–543. DOI:10.5800/GT-2021-12-3-0537
- 349.Safonov D.A., Nagornyykh T.V., Konovalov A.V., Stepnov A.A. The moment tensors, focal mechanisms, and stresses on Sakhalin Island / D.A. Safonov, T.V. Nagornyykh, A.V. Konovalov, A.A. Stepnov // *J. Volcanol. Seism.* – 2017. – Vol. 11. – No. 3. – P. 225–234. DOI: 10.1134/S0742046317030058
- 350.Sannikov K.Yu., Leskova E.L. Variations of long-period noise at the Pulkovo seismic station in the frequency band from 0.5 to 0.008 Hz in 1999–2003 (Scientific notes SPbSU; № 438) / K.Yu. Sannikov, E.L. Leskova // *J. Questions in Geophysics*. – 2005. – No. 38. – P. 56–62.
- 351.Sato T., Hirasawa T. Body wave spectra from propagating shear cracks /T. Sato, T. Hirasawa // *J. Phys. Earth*. – 1973. – Vol. 21. – P. 415–431. – DOI: 10.4294/jpe1952.21.415.
- 352.Savvichev P.A., Rebetsky Yu.L., Modern state of crustal stresses of the Apennine Peninsula and adjacent territories (Central Mediterranean region) / P.A. Savvichev, Yu.L. Rebetsky // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2019. – Vol. 10. – No. 4. – P. 921–935. DOI:10.5800/GT-2019-10-4-0449.
- 353.Search form // Global CMT Catalog Search. URL: <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения: 12.01.2010).
- 354.Sereno T.J., Bratt S.R., Bache T.C. Simultaneous of regional wave spectra for attenuation and seismic moment in Scandinavia // *J. Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93. B3. – P. 2019–2035. – DOI: 10.1029/JB093iB03p02019.
- 355.Shaw B.E., Richards-Dinger K., Dieterich J.H. Deterministic model of earthquake clustering shows reduced stress drops for nearby aftershocks / B.E. Shaw, K. Richards-Dinger, J.H. Dieterich // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – Vol. 42. – P. 9231–9238. DOI:10.1002/2015GL066082

356. Shen Z.-K., Jackson D.D., Ge B.X. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements / Z.-K. Shen, D.D. Jackson, B.X. Ge // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 27957–27980. – DOI: 10.1029/96JB02544.
357. Scholz C.H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting* / C.H. Scholz. – Cambridge: Cambridge University Press, 2002. – 496 p. – ISBN: 9780521652230.
358. Scuderi M.M., Marone C., Tinti E., Di Stefano G., Collettini C. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes / M.M. Scuderi, C. Marone, E. Tinti, G. Di Stefano, C. Collettini // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9. – No. 9. – P. 695–700. DOI: 10.1038/ngeo2775.
359. Shaw B.E., Richards-Dinger K., Dieterich J.H. Deterministic model of earthquake clustering shows reduced stress drops for nearby aftershocks / B.E. Shaw, K. Richards-Dinger, J.H. Dieterich // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. – Vol. 42. – P. 9231–9238. DOI:10.1002/2015GL066082.
360. Snoke J.A. FOCMEC FOCal MECHANISM determinations / J.A. Snoke // A manual www.geol.vt.edu/outreach/vtso/focmec/. 2000.
361. Snoke J.A. Clyde and the Gopher: a preliminary analysis of the 12 May 1990 Sakhalin Island event / J.A. Snoke // *Seism. Res. Letters*. – 1990. – No. 61. – P. 161.
362. Snoke J.A. Earthquake Mechanisms, *Encyclopedia of Geophysics* / J.A. Snoke – Van Nostrand Reinhold Company, 1989. – P. 239–245. – DOI: 10.1007/0-387-30752-4_2.
363. Snoke J.A., Munsey J.W., Teague A.C., and Bollinger G.A. A program for focal mechanism determination by combined use of Polarity and SV-P amplitude ratio data / J.A. Snoke, J.W. Munsey, A.C. Teague, G.A. Bollinger // *Earthquake Notes*. – 1984. – Vol. 55. – No. 3. – P. 15.
364. Streckeisen G. (STS-2) manual, Portable very broad-band triaxial seismometer / G. Streckeisen. – Pfungen, Switzerland, 1990.
365. Sychev I.V., Koulakov I., Sycheva N.A., Koptev A., Medved I., Khrepy S.E., Al-Arifi N. Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. – 2018. – Vol. 123. – No. 2. – P. 1752–1769. DOI: 10.1002/2017JB014826
366. Sychev I., Koulakov I., El Khrepy S., Al-Arifi N. Pathways of volatile migration in the crust beneath Harrat Lunayyir (Saudi Arabia) during the unrest in 2009 revealed by attenuation tomography / I. Sychev, I. Koulakov, S. El, N. Khrepy Al-Arifi // *J. Volcan. Geotherm. Res.* – 2017. – Vol. 330. – P. 1–13. doi: 10.1016/j.jvolgeores. 2016.12.00.
367. Sychev V.N., Sycheva N.A. Analysis of the seismic process of the Bishkek geodynamic test site (Northern Tien Shan) / V.N. Sychev, N.A. Sycheva // *E3S Web of Conferences* 196, 02006 (2020) DOI: 10.1051/e3sconf/202019602006
368. Sychev V.N., Sycheva N.A., 2019. The Earthquakes Aftershock Processes of the Tien Shan and Its Surrounding Area. In: *Geodynamical Processes and Natural Hazards* / V.N. Sychev, N.A. Sycheva // *Proceedings of the III National Scientific Conference with Foreign Participants (May 27–31, 2019, Yuzhno-Sakhalinsk)*. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 324, 012003. DOI:10.1088/1755-1315/324/1/012003
369. Sycheva N.A., Bogomolov L.M. Distribution of Reduced Seismic Energy and Stress Drop in the Altai-Sayan Seismoactive Region. / N.A. Sycheva, L.M. Bogomolov // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2025. – Vol.16. – No. 4. 0835. DOI:10.5800/GT-2025-16-4-0835 (русский, английский)

370. Sycheva N.A. Crustal Seismotectonic Deformations in Central and Western Tien-Shan / N.A. Sycheva // *Journal of Volcanology and Seismology*. – 2021. – Vol. 15. – No. 6. – P. 414–434. – DOI: 10.1134/S0742046321060105.
371. Sycheva N.A. Seismic moment tensor and dynamic parameters of earthquakes in the Central Tien Shan / N.A. Sycheva // *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*. – 2020. – Vol. 4. – No. 2. – P. 178–191. (In Engl.). DOI:10.30730/gtrz.2020.4.2.178-191.192-209.
372. Sycheva N.A., Sychev I.V, Mansurov A.N., Kuzikov S.I. A Study of Seismic Noise Level at the KNET Stations / Sycheva N.A., Sychev I.V, Mansurov A.N., Kuzikov S.I // *Journal of Volcanology and Seismology*. – 2020. – Vol. 14. – No. 4. – P. 229–245. DOI: 10.1134/S0742046320040065
373. Sycheva N.A. and Mansurov A.N. Seismotectonic deformations of earth crust in Pamir and neighbor areas / N.A. Sycheva and A.N. Mansurov // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 324 (2019) 012012 IOP Publishing DOI:10.1088/1755-1315/324/1/012012
374. Sycheva N.A. and Mansurov A.N. Analysis of seismic noise level at high-mountain stations of the KNET network / N.A. Sycheva and A.N. Mansurov // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 324 (2019) 012006 DOI:10.1088/1755-1315/324/1/012006.
375. Sycheva N.A., Mansurov A.N. Comparison of crustal deformation rates estimated from seismic and GPS data on the Bishkek geodynamic polygon. / N.A. Sycheva and A.N. Mansurov // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2017. – Vol. 8. – No 4, – P. 809–825. DOI:10.5800/GT-2017-8-4-0318.
376. Tarantola A. Inverse problem theory and methods for model parameter estimation / A. Tarantola. – Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, US. 2005. – ISBN: 978-0-89871-572-9
377. Tomic J., Abercrombie R.E., Do Nascimento A.F. Source parameters and rupture velocity of small M_B 2.1 reservoir induced earthquakes / J. Tomic, R.E. Abercrombie, A.F. Do Nascimento // *Geophys. J. Int.* – 2009. – Vol. 179. – P. 1013–1023. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04233x
378. Types of Data. Incorporated Research Institutions for Seismology. URL: <https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/data/types/> (дата обращения: 18.02.2020).
379. Urbancic T.I., Young R.P. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$ / T.I. Urbancic, R.P. Young // *Bull. Seismol. Soc. Am.* – 1993. – Vol. 83. – P. 378–397.
380. Vernon F.L., Mellors D.R. Thomson. Broadband Signal Enhancement of Seismic Array Data: Applications to Long-period Surface Waves and High-frequency Wakefield's / F.L. Vernon, R. Mellors D. Thomson // *Proceedings - 17 Annual Seismic Research Symposium* 17. – 1995. – P. 807–814.
381. Vinnik, L., Reigber, C., Aleshin, I., Kosarev, G., Kaban, M., Oreshin, S., Roecker, S. Receiver function tomography of the central Tien Shan / L. Vinnik, C. Reigber, I. Aleshin, G. Kosarev, M. Kaban, S. Oreshin, S. Roecker // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – Vol. 225. - No. (1-2). – P. 131–146. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.05.039
382. Yagi Y. Determination of Focal Mechanism by Moment Tensor Inversion / Y. Yagi. – Tsukuba: IISEE Lecture Note. 2004. – 51 p.

383. Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine / Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E. [et al] // *J. Geophys. Res.* – 2007. – Vol. 112. B03305.
384. Zubovich A.V., Wang X., Scherba Y.G. et al. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions / A.V. Zubovich, X. Wang, Y.G. Scherba [et al]. // *Tectonics*. – 2010. – Vol. 29. TC6014. DOI:10.1029/2010TC002772
385. Zubovich A.V., Mukhamediev Sh. A. A method of superimposed triangulations for calculation of velocity gradient of horizontal movements: application to the Central Asian GPS network / A.V. Zubovich, Sh. A. Mukhamediev // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2010. – Vol. 1. – No 2. – P. 169–185.